

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, ONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

QUATRIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

FASCICULE 1-2

Feuilles 1-4. — Planche I.
26 figures dans le texte.



PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMpte DE chèques POSTAUX PARIS, N^o 173-72

1924



090 004215 4

EXTRAITS DU RÈGLEMENT DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

Cotisation : 50 fr. par an

Membres à vie : 1000 fr. — Membres perpétuels : 2000 fr.

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 4. — Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres qui auront signé la présentation¹ et avoir été proclamé dans la séance suivante par le Président.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 53. — Un Bulletin périodique des travaux de la Société est délivré gratuitement à chaque membre.

ART. 54. — La Société publie en outre des *Mémoires*, qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs peuvent faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat, un tirage à part des communications insérées au Bulletin.

ART. 94. — Les ouvrages, conservés dans la Bibliothèque de la Société, peuvent être empruntés par les membres... (*Service des prêts*).

1. Les personnes désirant faire partie de la Société et ne connaissant aucun membre pour les présenter peuvent adresser une demande au Secrétariat, en exposant les titres qui justifient de leur admission.

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOUVELLE SÉRIE

1. L. MORET. Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Miocène de l'Algérie, 4 pl., 32 p..... 20 fr.
2. H. DOUVILLÉ. Revision des Lépidocyclines, 2 pl., 49 p..... 20 "

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

LISTE DES ANCIENS PRÉSIDENTS

MM.	MM.
1830. { † AMI BOUÉ.	1877. † TOURNOUËR.
{ † DE ROISSY.	1878. † GAUDRY (Albert).
1831. † CORDIER.	1879. † DAUBRÉE.
1832. † BRONGNIART (Alex.).	1880. † DE LAPPARENT (Albert).
1833. † DE BONNARD.	1881. † FISCHER.
1834. † CONSTANT PRÉVOST.	1882. DOUVILLÉ (Henri).
1835. † AMI BOUÉ.	1883. † LORY (Ch.).
1836. † ÉLIE DE BEAUMONT.	1884. † PARRAN.
1837. † DUFRÉNOY.	1885. † MALLARD.
1838. † CORDIER.	1886. † COTTEAU.
1839. † CONSTANT PRÉVOST.	1887. † GAUDRY (Albert).
1840. † BRONGNIART (Alex.).	1888. † SCHLUMBERGER.
1841. † PASSY.	1889. † HÉBERT.
1842. † CORDIER.	1890. † BERTRAND (Marcel).
1843. † D'ORBIGNY (Alcide).	1891. † MUNIER-CHALMAS.
1844. † D'ARCHIAC.	1892. † MICHEL-LÉVY.
1845. † ÉLIE DE BEAUMONT.	1893. † ZEILLER.
1846. † DE VERNEUIL.	1894. † GOSSELET.
1847. † DUFRÉNOY.	1895. † LINDER.
1848. † MICHELIN.	1896. DOLLFUS (G.-F.).
1849. † D'ARCHIAC.	1897. BARROIS (Ch.).
1850. † ÉLIE DE BEAUMONT.	1898. † BERGERON (Jules).
1851. † CONSTANT PRÉVOST.	1899. DE MARGERIE (Emm.).
1852. † D'OMALIUS D'HALLOY.	1900. † DE LAPPARENT (Albert).
1853. † DE VERNEUIL.	1901. CAREZ (Léon).
1854. † D'ARCHIAC.	1902. HAUG (Émile).
1855. † ÉLIE DE BEAUMONT.	1903. BOULE (Marcellin).
1856. † DESHAYES.	1904. TERMIER (Pierre).
1857. † DAMOUR.	1905. † PERON (A.).
1858. † VIKESNEL.	1906. † BOISTEL (A.).
1859. † HÉBERT.	1907. CAYEUX (L.).
1860. † LEVALLOIS.	1908. DOUVILLÉ (Henri).
1861. † S ^{te} -CLAIRE-DEVILLE (Ch.).	1909. † JANET (Léon).
1862. † DELESSE.	1910. LACROIX (A.).
1863. † GAUDRY (Albert).	1911. † OEHLERT (D.).
1864. † DAUBRÉE.	1912. GENTIL (Louis).
1865. † GRUNER (L.).	1913. STANISLAS MEUNIER.
1866. † LARTET (Édouard).	1914. † THEVENIN (A.).
1867. † DE VERNEUIL.	1915. COSSMANN (M.).
1868. † BELGRAND.	1916. DOLLFUS (G.-F.).
1869. † DE BILLY.	1917. JOURDY (E.).
1870-71 † GERVAIS (P.).	1918. BERTRAND (Léon).
1872. † HÉBERT.	1919. DE MARGERIE (Emm.).
1873. † DE ROYS (Marquis).	1920. TERMIER (Pierre).
1874. † COTTEAU.	1921. ZURCHER (Ph.).
1875. † JANNETTAZ (Ed.).	1922. LACROIX (A.).
1876. † PELLAT (Ed.).	1923. LEMOINE (Paul).

LAURÉATS DU PRIX VIQUESNEL

MM.		MM.	
1876.	† MUNIER-CHALMAS	1898.	GLANGEAUD (Ph.).
1877.	BARROIS (Ch.).	1900.	† CHOFFAT (Paul).
1878.	† FABRE (G.).	1902.	ROUSSEL (Joseph).
1879.	† FONTANNES (F.).	1904.	† PERVINQUIÈRE (Léon).
1880.	† HERMITE.	1906.	BRESSON (A.).
1881.	† OHLERT (D.).	1908.	† THEVENIN (A.).
1882.	† VASSEUR (G.).	1910.	† DOUVILLÉ (Robert).
1883.	DOLLFUS (G.-F.).	1912.	ROMAN (F.).
1884.	† LEENHARDT (Fr.).	1914.	† FLAMAND (G. B.M.).
1887.	† MICHEL-LÉVY.	1916.	JOLEAUD (L.).
1890.	† BERGERON (J.).	1918.	PIROUTET (M.).
1893.	HAUG (Émile).	1920.	REPELIN (J.).
1896.	COSSMANN (M.).	1922.	TEILHARD DE CHARDIN.

LAURÉATS DU PRIX FONTANNES

MM.		MM.	
1889.	† BERTRAND (Marcel).	1907.	LEMOINE (Paul).
1891.	BARROIS (Ch.).	1909.	JACOB (Ch.).
1893.	KILIAN (W.).	1911.	RÉVIL (J.).
1895.	DELAFOND (Fr.).	1913.	† BOUSSAC (J.).
1897.	BOULE (Marcellin).	1915.	GIGNOUX (Maurice).
1899.	FICHEUR (E.).	1917.	MANSUY (H.).
1901.	† PAQUIER (V.-L.).	1919.	† CHUDEAU (R.).
1903.	GENTIL (L.).	1921.	MENGAUD (L.).
1905.	CAYEUX (L.).	1923.	FALLOT (Paul).

LAURÉATS DU PRIX PRESTWICH

MM.		MM.	
1903.	TERMIER (Pierre).	1915.	BERTRAND (Léon).
1906.	LUGEON (Maurice).	1918.	BIGOT (A.).
1909.	CAREZ (Léon).	1921.	LERICHE (M.).
1912.	DE MARGERIE (Emm.).		

LAURÉATS DU PRIX ALBERT GAUDRY

MM.		MM.	
1911.	BOULE (Marcellin).	1913.	† SUESS (Ed.).
1912.	DOUVILLÉ (Henri).	1914.	HAUG (Émile).
1917.	WALCOTT (C.D.).	1920.	TERMIER (P.).
1918.	OSBORN (H. F.).	1921.	KILIAN (W.).
1919.	LACROIX (A.).		

LAURÉATS DU PRIX GOSSELET

MM.		M.	
1911.	† NICKLÈS (R.).	1921.	PRUVOST (P.).
1917.	CAYEUX (L.).		

MEMBRE DONATEUR

† Madame C. FONTANNES

MEMBRES A PERPÉTUITÉ

Sont *membres à perpétuité* les personnes qui donnent ou lèguent à la Société une somme d'au moins deux mille francs.

† BAROTTE (J.).	† DE LAMOTHE (Colonel).
† DE BARY (Em.).	DE LAMOTHE (Général).
† BAZILLE (Louis).	LEMOINE (Paul).
† BIOCHE (Alphonse).	† LEVALLOIS (J.).
† CHEUX (Albert).	† LINDER (O.).
† COSSMANN (M.).	† MANSUY (H.).
† COTTEAU (Gustave).	† MIEG (Mathieu).
† DANTON.	† PARANDIER.
† DAUBRÉE(A.).	† PRESTWICH (Joseph).
† DOLLFUS-AUSSET (Daniel).	† RAYMOND (Ferdinand).
† FONTANNES (F.).	† DE RIAZ (Auguste).
† GAUDRY (Albert).	† ROBERTON (Docteur).
† GOSSELET (J.).	† TOURNOUËR (R.).
† GRAD (Ch.).	† DE VERNEUIL (Edouard).
† JACKSON (James).	† VIQUESNEL.
† LAGRANGE (Docteur).	† VIRLET D'Aoust.

BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ DE BALE (Suisse).

COMPAGNIE DES CHEMINS DE FER DE PARIS A LYON ET A LA MÉDITERRANÉE.

COMPAGNIE DES FORGES DE CHATILLON, COMMENTRY ET NEUVES-MAISONS.

COMPAGNIE DES MINÉRAIS DE FER MAGNÉTIQUE DE MOKTA-EL-HADID.

COMPAGNIE DES MINES DE LA GRAND'COMBE.

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE CLUJ (Roumanie).

SERVICE DES MINES DE LA DIRECTION GÉNÉRALE DES TRAVAUX PUBLICS DU MAROC.

SOCIÉTÉ ANONYME DES HOUILLÈRES DE BESSÈGES ET ROBIAC.

SOCIÉTÉ DE PÉTROLES TEHELEKEN-DAGHESTAN, GROZNY (Caucase).

STATION VITICOLE DE VILLEFRANCHE-SUR-SAÔNE (Rhône).

MEMBRES DE LA SOCIÉTÉ MORTS POUR LA FRANCE

MM.

BEUGNOT (Th.).
BLANC (René).
BOUSSAC (Jean).
BOYER (Georges).
BRETON (Jean).
CALLENS (E.).
CAVE (Charles).
CHAMPAGNE (Emile).
COLLARD (Maurice).

MM.

DOUVILLÉ (Robert).
GROTH (Jean).
DE LAMOTHE (René).
LONGCHAMBON (Michel).
DE ROMEU (Albert).
TESSIER (Marcel).
THEVENIN (Armand).
WEHRLIN (Jacques).

ADMINISTRATION
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
pour l'année 1924.

BUREAU

1924. *Président* : F. DELAFOND.
1924. *Vice-Présidents* : G. MOURET, P. THIÉRY, P. LAMARE, L. JOLEAUD.
1924. *Secrétaires* : JACQUES BOURCART, P. VIENNOT.
1924. *Vice-Secrétaires* : R. ABRARD, J. GANDILLOT.
1924-25. *Trésorier* : L. LUTAUD.
1924-27. *Archiviste* : A. LANQUINE.

CONSEIL

1924. PH. ZURCHER, L. CAYEUX, P. JODOT, L. GENTIL.
1924-25. A. LACROIX, E. HAUG, LÉON BERTRAND, Ch. HUPIER.
1924-25-26. PAUL LEMOINE, G.-F. DOLLFUS, J. LAMBERT, P. FALLOT.

Comptabilité : P. TERMIER, L. GENTIL, L. GIRAUD.

Prix : Le président et les vice-présidents du Bureau, les anciens présidents les lauréats et MM. J. BLAYAC, Ch. DEPÉRET, A. DE GROSSOUVRE, F. KERFORNE, J. WELSCH.

Délégués à la Fédération française des Sociétés de Sciences naturelles :
MM. H. DOUVILLÉ, L. CAYEUX, P. LEMOINE, E. HAUG, L. LUTAUD.

COMMISSIONS

Bulletin : 1924, P. TERMIER, L. CAYEUX ; 1924-25, E. HAUG, LÉON BERTRAND ; 1924-26, L. GENTIL, P. LEMOINE.

Mémoires : 1924, L. GENTIL, P. TERMIER ; 1924-25, H. DOUVILLÉ, P. LEMOINE ; 1924-26, E. HAUG, L. CAYEUX.

Bibliographie : E. HAUG, L. CAYEUX, P. LEMOINE ; J. ORCEL au titre de délégué de la *Société française de Minéralogie*.

Archives et Bibliothèque : Emm. DE MARGERIE, P. LEMOINE, L. BERTRAND.

Le Bureau fait partie des Commissions d'impression et des Archives.

LISTE GÉNÉRALE DES MEMBRES

AU 1^{er} JANVIER 1924

Le signe [P] indique les membres à perpétuité et l'astérisque * les membres à vie.

1. 1917 * **Abendanon (E.-C.)**, Ing., « Edmar Hoeve » Nunspect (Pays-Bas).
 1920 **Abrard (René)**, Assistant au Muséum nat. d'H. N.; 2, boulevard de Courcelles, Paris, XVII.
 1920 * **Adkins (W. S.)**, Cie Mexicaine de Pétroles « El Aguila », apart. 150; Tampico (Tamps., Mexique).
 1905 * **Aguilar Santillan (Raphaël)**, Secrétaire perpétuel de la Société Antonio Alzate; Mexico (Mexique).
 1867 **Aguillon**, Insp. gén. des Mines, 71, r. du Fg-St-Honoré, Paris, VIII.
 1905 **Allorge (Maurice)**, ancien Lecteur de Géogr. phys. à l'Univ. d'Oxford, 37, rue d'Alsace, Mantes (S.-et-O.).
 1913 * **Ami (Henri-M.)**, Dr ès sc.; Hillside Strathcona Park; East Ottawa (Canada).
 1899 **Amiot (Henri)**, Ing. en chef hon. des Mines; 4, r. Weber, Paris, XVI.
 1916 **Andrimont (René d')**, Ing. des Mines, 10, r. Joseph-Dupont, Bruxelles (Belgique).
 1920 **Androusof (Nicolas)**, Membre de l'Ac. des Sc. de Péetrograd; Liben, c. 1081, byt 2 7, U. Pivovara, Prague VIII, Tchéco-Slov.
 1920 **Anten (Jean)**, Ing. des Mines, Chef des Travaux de Géol. à l'Université, 26, rue Basse-Chaussée, Liège (Belgique).
 1921 **Anthoine (Raymond)**, Ing. géol., 6, rue Joseph-Dupont, Bruxelles (Belgique).
 1912 **Arabu (N.)**, Lic. ès sc., Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
 1918 **Arambourg (Gamille)**, Ing. agronome, Les Glycines, rue Bois-la-Reine, Alger.
 1919 **Arbenz (Paul)**, Professeur de Géol. à l'Univ. de Berne (Suisse).
 1907 **Argand (Emile)**, Professeur de Géol. à l'Univ., 25, Trois-Portes, Neuchâtel (Suisse).
 1923 **Arnal (R.)**, Ing. civ. des Mines, 40 bis, chemin du Roncal Blanc, Marseille (B.-du-Rh.).
 1913 **Astier de la Vigerie (Baron d')**, 74, rue du Commerce, Paris, XV.
 1920 **Astre**, Dr en pharmacie, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc., 11, r. Ozenne, Toulouse (Haute-Garonne).
 1922 **Aubert de La Rue (Edgar)**, Lic. ès sc., 17, r. de Trétaigne, Paris, XVIII.
 1909 **Aubert (Frédéric)**, 32, r. St-Louis, Montauban (T.-et-G.).
 1922 **Aufrère (Léon)**, Professeur au Collège d'Abbeville (Somme).
 1922 **Auvray (E.)**, Professeur à l'École primaire sup., 4, r. de la Geôle, Dourdan (S.-et-O.).
 1922 **Azam (Aimé)**, Dr ès sc., Lab. de Géogr. phys. de la Fac. des Sc., 97, r. de Prony, Paris, XVII.
 1889 **Azéma (Joseph)**, Lic. ès sc., 14, r. de la Mairie, Pamiers (Ariège).
 1904 **Azéma (Colonel Léon)**, 1, r. de Mirbel, Paris, V.
 1919 **Babet (Victor)**, Géologue du Serv. des P. et Ch., de Tiflis; 4, impasse des Prêtres, Rondpoint de Longchamp, Paris, XVI.
 1903 * **Ball (John)**, Ph. D., Insp. en chef au *Geol. Surv.*, Le Caire (Égypte).

- 1923 Balmelle (Marius), Vérific. des Contrib. indir., bd. du Soubeyran Mende (Lozère).
- 1922 Barbier (Léon-Lucien-Louis), Instituteur, square des Tilleuls, Parc-St-Maur (Seine).
- 1875 * Bardon (Paul), 27, r. Pierre-Guérin, Paris, XVI.
- 1923 Barkas (Michel), Ingénieur civ. des Mines, 9, r. Monge, Paris, V.
- 1921 Barrabé (Louis), Agr. de l'Univ., Ecole normale supérieure, 45, rue d'Ulm, Paris, V.
- 1901 Barré (Commandant O.), 10, av. Henri-Martin, Paris, XVI.
- 1923 Barrère (Pierre), Lic. ès sc., 20, r. de Magdebourg, Paris, XVI.
- 1922 Bärri (Werner), Étud. Univ., 33, Birmanngasse, Bâle (Suisse).
- 1873 * Barrois (Charles), Membre de l'Institut, Professeur à la Fac. des Sc., 41, r. Pascal, Lille (Nord).
- 1899 Barthélemy (François), 2, pl. Sully, Maisons-Laffitte (S.-et-O.).
- 1906 * Barthoux (Jean), Dr ès sc., 39, r. de Jussieu, Paris, V.
- 1917 Beaugé (Alfred), Directeur général de l'Office chérifien des Phosphates, à Rabat (Maroc).
- 1903 * Bédé (Paul), Correspondant du Muséum nat. d'Il. N., Service des approvisionnements de la Cie des chemins de fer de Gafsa, Sfax (Tunisie).
- 1881 Beigbeder (David), anc. Ing. des Poudres et Salpêtres, 6, r. Yvon Villarceau, Paris, XVI.
- 1901 * Bel (Jean-Marc), Ing. des Mines, 90, r. d'Amsterdam, Paris, IX.
- 1894 Bernard (Augustin), Chargé de Cours à la Fac. des lettres, 10, r. Decamps, Paris, XVI.
- 1902 Bernard (Charles-Em.), Ing. civ., 14, r. Pérignon, Paris, VII.
- 1912 Bernet (Edmond), Dr ès sc., 4, r. St-Victor, Genève (Suisse).
- 1914 Berr (Raymond), Ing. au Corps des Mines, 60, av. de la Bourdonnais, Paris, VII.
- 1913 Berry (Edward Wilber), Professeur de Pal. et de Géol., John Hopkins Univ. Baltimore (Mary., E.-U.-A.).
- 1923 Bertin (Gustave), Dr en droit, 173, r. du Fg St-Denis, Paris, X.
- 1890 Bertrand (Léon), Professeur à la Fac. des Sc. et à l'Éc. centrale des Arts et Man., 87, bd de Port-Royal, Paris, XIII.
- 1919 * Bertrand (Paul), Professeur à la Fac. des Sc., 159, r. Brûle-Maison, Lille (Nord).
- 1912 Betim Paes Leme (Alberto), Substitut à la sect. de Min. et de Géol. du Mus. d'Il. N., Quinta de Boa Vista, Rio de Janeiro (Brésil).
- 1919 * Bezagu (Louis), Capitaine, 61, cours d'Aquitaine, Bordeaux (Gir.).
- 1908 Bézier (T.), Conservateur du Musée d'Il. N., 9, r. Alphonse-Guérin, Rennes (I.-et-V.).
- 1891 Bibliothèque de la ville d'Annecy (Hte-Sav.).
- 1899 [P] Bibliothèque de l'Université de Bâle (Suisse).
- 1920 Bibliothèque de l'Université de Besançon (Doubs).
- 1890 Bibliothèque universitaire de Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1918 Bibliothèque de l'Université de Dijon (Côte-d'Or).
- 1890 Bibliothèque universitaire de Grenoble (Isère).
- 1891 Bibliothèque de l'Université catholique de Louvain, 22, r. Neuve, Louvain (Belgique).
- 1906 Bibliothèque municipale de la Ville, place de la Bibliothèque, Marseille (B.-du-R.).

- 1920 **Bibliothèque de l'École des mines et de métallurgie**, Faculté technique du Hainaut, r. de Houdain, Mons (Belgique).
- 1884 **Bibliothèque universitaire**, palais de l'Université, Montpellier (H.).
- 1884 **Bibliothèque de l'Université** de Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1884 **Bibliothèque universitaire** de Méd. et Sc., allées St-Michel, Toulouse (Hte-Gar.).
- 1921 **Bibliothèque du Muséum d'Histoire naturelle** de la ville de Nîmes (Gard).
- 1920 **Bibliothèque publique**, 20, Souk El Attarine, Tunis (Tunisie).
- 1923 **Bidault de l'Isle**, Avoué à la Cour, 3, bd du Palais, Paris, IV.
- 1887 **Bigot (A.)**, Corr. de l'Institut, Doyen de la Fac. des Sc., 28, r. de Gêde, Caen (Calv.).
- 1921 **Blanchet (Fernand)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc. de Grenoble (Isère).
- 1893 **Blayac (Joseph)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., Montpellier (Hérault).
- 1923 **Blondel (Fernand)**, Ing. au Corps des Mines, Professeur de Min. à l'École des Mines de Saint-Étienne (Loire).
- 1921 **Blondet (Henri)**, Juge suppléant, r. de la Gare, Chambéry (Savoie).
- 1897 **Boca (Léon)**, Lic. ès sc., 1, r. du Regard, Paris, VI.
- 1913 * **Bochin (François)**, Dr en méd., anc. interne des Hôpitaux, Gouzeaucourt (Nord).
- 1896 **Bofill y Poch (Arthuro)**, Secrétaire perpétuel de l'Ac. des Sc. de Barcelone, 256, Provenza, Barcelone (Espagne).
- 1892 **Bogdanowitch (Ch.)**, Anc. Directeur du Comité géol. de Russie, al. Jerosalimskie, 71, Varsovie (Pologne).
- 1921 **Boisse de Black (M^{lle} Y.)**, Lab. de Géogr. phys. de la Sorbonne, 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
- 1882 * **Bonaparte (Prince)**, Membre de l'Institut, 10, av. d'Iéna, Paris, XVI.
- 1923 **Bonnard (Émile)**, Lic. ès sc., 26, av. de Florimont, Lausanne (Suisse).
- 1923 **Bonnefond**, Chef du Service des Mines de Madagascar, 27, rue du Général-Foy, Paris, VIII.
- 1901 **Bonnes (F.)**, anc. Professeur de Géol. et de Min. à l'Éc. des Mineurs, 4, pl. du Marché, Alais (Gard).
- 1909 * **Bonnet (Pierre)**, 3, r. Froidevaux, Paris, XIV.
- 1920 **Boubée (N.)**, Lic. ès sc., 3, place Saint-André-des-Arts, Paris, VI.
- 1918 **Bouillard (G.)**, Ing. en chef, Conseil des Ch. de fer de l'État chinois, 69, Chao yang men ta Kieh, Pékin (Chine).
- 1912 **Bouillerie (Baron de la)**, Ch. de la Bouillerie, Crosnières (Sarthe).
- 1884 * **Boule (Marcellin)**, Professeur de Pal. au Muséum nat. d'H. N., 3, place Valhubert, Paris, V.
- 1919 **Bourcart (Jacques)**, Dr ès sc., Préparateur de Géog. phys. à la Fac. des Sc., 224, rue de Tolbiac, Paris, XIII.
- 1921 **Bourdon (P.)**, Ing. des Arts et Man., 72, rue du Vieux-Pont-de-Sèvres, Billancourt (Seine).
- 1881 **Bourgeat (Chanoine)**, Doyen hon. de la Fac. libre des Sc. de Lille, 5, r. Dusillet, Dôle (Jura).
- 1887 **Bourgery (Henri)**, anc. Notaire, propriété des Capucins, Nogent-le-Rotrou (E.-et-Loir).
- 1920 * **Bourret (René)**, Dr ès sc., Assistant au Serv. géol. de l'Indochine, 114, r. Jules-Ferry, Hanoï (Tonkin).
- 1889 **Boursault (Henri)**, Ing. principal du Service des Eaux au Ch. de fer du Nord, 59, r. des Martyrs, Paris, IX.

- 1904 **Bouzanquet**, Ing. des Arts et Man., 29, r. des Batignolles, Paris, XVII.
- 1892 **Braly (Adrien)**, Ing. des Mines, 21, r. Poussin, Paris, XVI.
- 1898 * **Branner (John Casper)**, Professeur de Géol., Stanford Univ. (Californie, E.-U.-A.).
- 1906 **Bravo (José)**, Ing. en chef des Mines, Professeur de Min. et de Géol. à l'Éc. des Ing., Apartado 889, Lima (Pérou).
- 1877 **Bréon (René)**, Coll. Serv. Carte géol. France, Semur (Côte-d'Or).
- 1923 **Brepson (M^{lle} Félicienne)**, Agr. de l'Univ., Lab. de Géogr. Phys., 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
- 1898 **Bresson (A.)**, Dr ès. sc., Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc., Besançon (Doubs).
- 1918 **Brice (A.)**, Ing., 3, place Paul-Verlaine, Paris, XIII.
- 1920 **Brière (M^{lle} Yvonne)**, Dr ès sc., Service des Mines, Tananarive (Madagascar).
- 1914 * **Briquet (Abel)**, Adj. au Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 14, r. de l'Observatoire, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1893 **Brives (Abel)**, Professeur de Min. à la Fac. des Sc., Coll. Serv. Carte géol. de l'Algérie, Mustapha-Alger.
- 1904 **Brochot (R.)**, Ing., Entrepreneur de sondages, 69, r. de Rochecouart, Paris, IX.
- 1914 **Brun (P. de)**, Receveur des Domaines, St-Rémy-de-Provence (B.-du-R.).
- 1921 **Bruneteaux (Edouard-J.)**, 130, r. du Faub. Poissonnière, Paris, X.
- 1897 **Brunhes (Jean)**, Professeur de Géogr. humaine au Collège de France, 13, quai du 4-Septembre, Boulogne-sur-Seine (Seine).
- 1905 **Burckhardt (Carlos)**, Géologue à l'Inst. géol. nat., Avenida Michoacan, n° 39, Mixcoac, Mexico (Mexique).
- 1880 * **Bureau (Louis)**, Professeur à l'Éc. de Méd., Directeur du Musée d'H. N., 15, r. Gresset, Nantes (Loire-Inf.).
- 1883 **Busquet (Horace)**, Coll. adj. Serv. Carte géol. de la France, 40, r. Spuller, Beaune (Côte-d'Or).
- 1923 **Cabanis (Jean)**, Élève à l'École centrale, 5, r. Ballu, Paris, IX.
- 1923 **Cahen (Jean)**, Ing. civ. des Mines, 8, rue Say, Paris, IX.
- 1895 **Canu (Ferdinand)**, 18, r. du Peintre-Lebrun, Versailles (S.-et-O.).
- 1882 **Caralp (Joseph)**, Professeur hon. de Min. à la Fac. des Sc., 44, r. Trente-six-Ponts, Toulouse (Hte-Garonne).
- 1910 **Cardot (Ch.)**, Pharmacien, Melisey (Hte-Saône).
- 1875 * **Carez (Léon)**, Dr ès sc., anc. Dir. de l'Annuaire géol., Lic. en dr., 18, r. Hamelin, Paris, XVI.
- 1911 **Carnegie Museum** (W. J. Holland, Dir.), Pittsburgh (Pens., E.-U.-A.).
- 1918 **Carpentier (Abbé A.)**, Dr ès sc., Professeur suppléant à la Fac. libre des Sc., r. de Toul, Lille (Nord).
- 1891 **Cayeux (Lucien)**, Professeur de Géol. au Collège de France et à l'Inst. nat. agron., 6, place Denfert-Rochereau, Paris, XIV.
- 1918 **Cazenave (Paul)**, Commandant en retraite, 4 bis, r. Mertens, Bois-Colombes (Seine).
- 1922 **Célérier**, Prof. Inst. des Htes Études marocaines, collège de jeunes filles de Rabat (Maroc).
- 1910 **Chabanier (E.)**, Ing. civ. des Mines, 15, av. Pasteur, Paris, XV.

- 1902 **Chalas (Adolphe)**, 14, r. Angélique-Vérien, Neuilly-sur-Seine (Seine).
- 1880 **Chapuis (Albert)**, anc. Prés. de section au Trib. de Commerce de la Seine, 229, r. du Fg-St-Honoré, Paris, VIII.
- 1912 **Chaput**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., Dijon (Côte-d'Or).
- 1917 **Charpiat (René)**, 29, Grande-Rue, Nogent-sur-Marne (Seine).
- 1869 * **Charreyre (Abbé)**, à Alosiers, commune de la Fage-St-Julien, par St-Chély d'Apcher (Lozère).
- 1880 **Chartron (C.)**, 1, r. Henry-Renaud, Luçon (Vendée).
- 1898 **Chatelet (Casimir)**, 32, r. Vieux-Sextier, Avignon (Vaucluse).
- 1903 **Chautard (Jean)**, Dr ès sc., 58, r. Cardinet, Paris, XVII.
- 1883 **Chelot (Emile)**, Lic. ès sc., 82, r. Monge, Paris, V.
- 1922 **Chételat (Enzo de)**, Lic. ès sc., Lab. de Géogr. physique de la Sorbonne, Paris, V.
- 1914 **Cholley (A.)**, Professeur agr. d'Hist. et de Géogr. au lycée, 10, cours de la Liberté, Lyon (Rhône).
- 1916 **Chowdry (W.)**, Dr en dr., Consulting geologist, 9, Sunny Park., Calcutta (Indes angl.).
- 1921 **Cizancourt (H. de)**, Ing. des Mines, « Premier » Naftowa Spolka Boryslaw (Pologne).
- 1919 **Clerc (Camille)**, 143, av. Malakoff, Paris, XVI.
- 1904 * **Cléro (Maurice)**, 21, r. Ledru-Rollin, Fontenay-aux-Roses (Seine).
- 1880 * **Cloéz (Charles-Louis)**, Examinateur de sortie à l'Éc. polytechnique, 9, r. Guy-de-la-Brosse, Paris, V.
- 1923 **Colani (M^{lle})**, Dr ès sc., Service géologique de l'Indochine, Hanoi (Tonkin).
- 1907 * **Colas (Ernest)**, Maire, Haute-Isle, par la Roche-Guyon (S.-et-O.).
- 1919 * **Collet (Léon W.)**, Professeur de Géol. à l'Univ., Lab. de Géol., 48, r. de Candolle, Genève (Suisse).
- 1919 * **Collignon (Maurice)**, Cap., Élève à l'École sup. de guerre, 25, r. du Louvre, Paris, I.
- 1920 **Collin (Léon)**, Dr ès sc., Professeur d'Hist. nat. au lycée de Rennes, 8, r. Hippolyte-Lucas, Rennes (Ille-et-Vil.).
- 1921 **Combaz (Abbé)**, Professeur de Sciences au Grand Séminaire de Chambéry (Savoie).
- 1904 **Combes (Paul)**, 1, r. de l'Assomption, Paris, XVI.
- 1882 **Commission du Service géologique du Portugal**, 113, rua do Arco a Jesus, Lisbonne (Portugal).
- 1882 **Cie des Chemins de fer de l'Est (le Prés. du Conseil d'Adm. de la)**, 21 et 23, r. d'Alsace, Paris, X.
- 1879 [P] **Cie des Chemins de fer de Paris à Lyon et à la Méditerranée (le Prés. du Conseil d'Adm. de la)**, 88, r. St-Lazare, Paris, IX.
- 1882 [P] **Cie des Forges de Châtillon. Commentry et Neuves-Maisons**, 49, r. de la Rochefoucauld, Paris, IX.
- 1879 [P] **Cie des Minerais de fer magnétique de Mokta-el-Hadid**, 58, r. de Provence, Paris, IX.
- 1879 [P] **Cie des Mines de la Grand'Combe**, 26, r. Laffitte, Paris, IX.
- 1923 **Cook (Miss Elsie Kathleen)**, Professeur de Géogr., 90, St-John's Road, Isleworth (Middlesex, Gr.-Br.).
- 1902 **Corbin (Paul)**, Ing., 43, av. du Bois-de-Boulogne, Paris, XVII.
- 1923 **Cornand (G.)**, Ing. des Mines, Syndicat minier marocain, 48, r. de Naples, Rabat (Maroc).
- 1909 **Cornet (Jules)**, Correspondant de l'Institut, Professeur à l'Éc. des

- Mines de Mons et à l'Univ. de Gand, 12, bd Elisabeth, Mons (Belgique).
- 1921 **Corroy (Georges-Marie)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc. de Nancy (M.-et-M.).
- 1873 **Cortázar (Daniel de)**, Sénateur, Insp. gén. des Mines, anc. Président du Serv. Carte Géol. Espagne, 16, r. Velázquez, Madrid (Espagne).
- 1883 [P] **Cossmann (Maurice)**, Directeur de la Revue critique de Paléoz., 2, bd Sadi-Carnot, à Enghien (S.-et-O.).
- 1906 **Cottin (René)**, Lic. en dr., Directeur de la Cie parisienne des Asphaltes, 81, r. Jouffroy, Paris, XVII.
- 1904 **Cottreau (Jean)**, Dr ès sc., Assistant de Paléont. au Muséum nat. d'H. N., 232, r. de Rivoli, Paris, I.
- 1920 **Couégnas (Jean)**, Professeur H. C. I. T. R. S. P. 131, Coblenze.
- 1906 * **Couffon (Olivier)**, Dr en méd., Secrétaire de *Paleontologia Universalis*, 41, r. Hoche, Angers (M.-et-I.).
- 1923 **Coulthard (Miss Edith Marion)**, Professeur de Géogr., Lynwode Cockton Hill, Bishop Auckland (Durham, Gr.-Br.).
- 1902 * **Courty (Georges)**, 64, r. Vercingétorix, Paris, XIV; et Chauffourlès-Etréchy (Seine-et-Oise).
- 1920 **Cousin (M^{lle} G.)**, Préparateur à la Fac. des Sc., 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
- 1919 **Couvreur**, Professeur agrégé à l'Ec. nationale d'Agriculture de Grignon à Plaisir (S.-et-O.).
- 1922 **Crooks (Harold-F.)**, Géologue, 32, av. des Champs-Elisés, Paris, XVI.
- 1923 **Cruz y Diaz (Emiliano de la)** Ing.-Directeur des Mines de Ribas (Espagne).
- 1923 **Cuvillier (Jean)**, Professeur au Lycée français, 56, r. Kase el Nil, Le Caire (Égypte).
- 1924 **Daguin (Fernand)**, Géologue du Serv. des Mines de Rabat (Maroc).
- 1869 * **Dale (T. Nelson)**, Géologue (pensionné). U. S. Geol. Surv., Pittsfield (Massachusetts, E.-U.-A.).
- 1916 **Dalimier (Henri)**, Directeur du Musée, 7, r. du Séminaire, Avranches (Manche).
- 1905 **Dalloni (Marius)**, Professeur à la Fac. des Sc., Coll. Serv. Carte géol. de la France et de l'Algérie, Mustapha (Alger).
- 1906 **Dal Piaz (Georges)**, Professeur à l'Univ. de Padoue (Italie).
- 1920 **Dangeard (Louis)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc. de Rennes (Ille-et-Vil.).
- 1919 **Darder i Pericas (Bartolomé)**, Lic. ès sc., Prof. à l'Institut, Llano de la Catedral 1-3°, Tarragone (Espagne).
- 1907 **Darton (Nelson H.)**, Géologue, U. S. Geol. Surv., Washington, (D. C., E.-U.-A.).
- 1913 **Dasse (Abbé Joseph)**, Curé-doyen, Pougues-les-Eaux (Nièvre).
- 1899 **Dautzenberg (Ph.)**, 209, r. de l'Université, Paris, VII.
- 1920 **Davies (Alfred)**, 22, r. Auguste-Borgnet, Mont-Saint-Aignan (Seine-Inf.).
- 1920 **Davies (A. Morley)**, D. ès sc., Lecturer de Pal., Imperial College Science et Technologie, South-Kensington, Londres, S. W. 7.
- 1912 **Debeaupuis**, Professeur à l'École normale d'instituteurs de Saïgon (Indochine).

- 1910 * **Decary (Raymond)**, La Ferté-sous-Jouarre (Seine-et-Marne).
 1922 **Deguilhem (Pierre)**, Pharmacien à Monbahus (Lot-et-Gar.).
 1921 **Dehorne (M^{lle} Lucienne)**, Dr. ès sc., Préparateur de Zool. à la Fac. des Sc., Sorbonne, Paris, V.
 1873 **Delafond (Frédéric)**, Insp. gén. des Mines, 108, bd du Montparnasse, Paris, XIV.
 1896 * **Delamarre de Monchaux (Comte)**, 6, r. de Bellechasse, Paris, VII.
 1892 * **Delebecque (André)**, Ing. en chef des P. et Ch., 57, r. des Vignes, Paris, XVI.
 1901 **Delépine (Chanoine G.)**, Professeur de Géol. à la Fac. libre des Sc., 13, r. de Toul, Lille (Nord).
 1923 **Demay (A.)**, Ing. au Corps des Mines, Professeur de Géol. à l'École des Mines de Saint-Étienne (Loire).
 1923 **Denayer (E.)**, Dr ès sc., Assistant à l'Univ. libre, 14, r. des Sols, Bruxelles (Belgique).
 1911 **Denis (Pierre)**, Agr. de l'Univ., 9 bis, r. Michelet, Paris, V.
 1917 **Denizot**, Préparateur à la Fac. des Sc., Marseille (B.-du-R.).
 1884 **Depéret (Ch.)**, Membre de l'Institut, Doyen de la Fac. des Sc. de Lyon (Rhône).
 1887 **Dereims (A.)**, Maître de Conférences de Géol. à la Fac. des Sc., 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
 1920 **Déverin (Louis)**, Université de Lausanne (Palais de Rumine) (Suisse).
 1921 **Djanélidzé (A.)**, Université de Tiflis (Géorgie).
 1922 **Doello-Jurado (Martin)**, Professeur de Pal. à l'Univ. de Buenos-Aires (République Argentine).
 1904 * **Dollé**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc., 159, r. Brûle-Maison, Lille (Nord).
 1873 * **Dollfus (Gustave-F.)**, Coll. principal Serv. Carte géol. de la France, 45, r. de Chabrol, Paris, X.
 1894 **Dolot (Auguste)**, Ing., Correspondant du Muséum nat. d'H. N., 136, bd St-Germain, Paris, VI.
 1898 **Doncieux (Louis)**, Dr ès sc., Chargé d'un cours complémentaire de Géol. à la Fac. des Sc., 3, r. de Jarente, Lyon (Rhône).
 1920 * **Doornik (Jan)**, Ing.-géologue, 24, r. Octave-Feuillet, Paris, XVI.
 1894 **Dorlodot (Chanoine H. de)**, Directeur de l'Inst. géol. de l'Univ. libre, 42, r. de Bériot, Louvain (Belgique).
 1903 **Doumergue**, Professeur hon. au Lycée, Coll. Serv. Carte géol. de l'Algérie, 4, r. Manégat, Oran (Algérie).
 1869 * **Douvillé (Henri)**, Membre de l'Institut, Professeur hon. à l'Ec. nat. des Mines, 207, bd St-Germain, Paris, VII.
 1911 **Dropsy (U.)**, 40, r. de l'Épinette, St-Mandé (Seine).
 1914 **Dubalen (P.-E.)**, Conservateur du Musée, Mont-de-Marsan (Landes).
 1918 **Dubar (G.)**, Lic. ès sc., Préparateur à la Fac. catholique de Lille, 107, r. de Tourcoing, Mouvaux (Nord).
 1922 **Dubois (Georges)**, Préparateur à la Fac. des Sc., 159, r. Brûle-Maison, Lille (Nord).
 1921 **Duffour (A.)**, Professeur de Min. à la Fac. des Sc. de Toulouse (Hte-Garonne).
 1923 **Dumas (Lucien)**, Ing. au Corps des Mines, Chef du Service des Mines, Tananarive (Madagascar).
 1889 **Duparc (Louis)**, Professeur de Min. à l'Univ., Genève (Suisse).
 1914 **Durand (J.-F.)**, Chargé du Cours de Chimie P. C. N. à la Fac. des Sc. de Toulouse (Hte-Garonne).

- 1922 **Dussault (Léon)**, Commandant, Chef par intérim du Serv. géol. Indochine, 22, r. de Colomb, Hanoï (Indochine).
- 1905 **Dussert (Jean-Baptiste-Désiré)**, Ing. en chef des Mines, 16, r. Aubert, Alger (Algérie).
- 1919 **Dutertre (A.-P.)**, Lic. ès sc., Préparateur à la Fac. des Sc., 159, r. Brûle-Maison, Lille (Nord).
- 1902 **Dutertre (Emile)**, Dr en méd., 12, r. Coquelin, Boulogne-sur-Mer (P.-de-C.).
- 1913 **Duval (André)**, 1, r. Madame, Paris, VI.
- 1920 **Duvergier**, domaine de Caillavet à Mérignac (Gironde).
- 1888 **Ecole nationale des Eaux et Forêts**, r. Girardot, Nancy (M.-et-M.).
- 920 **Ehrmann (France)**, Préparateur de Géol. et de Min. à la Fac. des Sc., 31, r. Borély-la-Sapie, Alger (Algérie).
- 1922 **Elevage (Direction de l') du Gouvernement tunisien**, La Rabta, Tunis (Tunisie).
- 1920 **Elissague (Charles)**, Ancien pharmacien, villa Chosi-Kanta, Urrugue, par Ciboure (B.-Pyr.).
- 1920 **Elvers (Charles F.)**, Doc., Membre de l'Ac. des Sc. du Maryland, Arlington (Maryland, E.-U.-A.).
- 1903 * **Epery**, Dr en méd., 6, pl. Grangier, Dijon (Côte-d'Or).
- 1905 **Euchène (Albert)**, 8, bd de Versailles, St-Cloud (S.-et-O.).
- 1880 **Fallot (Emmanuel)**, Professeur de Géol. et doyen honoraire de la Fac. des Sc., 9, r. Saint-Laurent, Bordeaux (Gironde).
- 1908 * **Fallot (Paul)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc. de Nancy (M.-et-M.).
- 1914 **Faura i Sans (Marian)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc. ; Valencia 234, Pral. 1a, Barcelone (Espagne).
- 1867 * **Favre (Ernest)**, 8, r. des Granges, Genève (Suisse).
- 1867 **Fayol (Henri)**, Directeur gén. de la Soc. de Commentry-Fourchambault-Decazeville, 49, r. Bellechasse, Paris, VII.
- 1923 **Fernandez (Julio)**, Directeur littér. de la *Revista de Cuba*, Mercaderes 5 Altos, La Havane (Cuba).
- 1921 **Ferré et Gomis (Doct. Robert)**, Soc. Sc. nat. de Barcelone, Club Juntanyenc ; Fernando 34-2, 1^o, Barcelone (Espagne).
- 1887 **Fèvre (Lucien-Francis)**, Ing. en chef des Mines, 26, r. Laffitte, Paris, IX.
- 1905 **Fleury (Ernest)**, Professeur à l'Inst. technique sup., Lisbonne (Portugal).
- 1921 **Floquet**, Ing. des Mines, Wittenheim (Haut-Rhin).
- 1892 **Fortin (Raoul)**, Manufacturier, 24, r. du Pré, Rouen (Seine-Inf.).
- 1923 **Fourmarier (Paul)**, Professeur à l'Univ. et à l'École des Mines, Liège (Belgique).
- 1892 **Fournier (Eugène)**, Professeur de Géol. et de Min., Doyen de la Fac. des Sc., Besançon (Doubs).
- 1904 **Freydenberg (Henri)**, Col. d'inf. col., Dr ès sc., Commandant la région de Meknès (Maroc).
- 1923 **Friedberg (Wilhem de)**, Professeur de Paléont. à l'Univ. de Poznan (Pologne).
- 1919 **Friedel (G.)**, Professeur de Min. à la Fac. des Sc., Univ. Strasbourg (Bas-Rhin).

- 1908 **Fritel (P.-H.)**, Assistant de Paléobotanique au Muséum nat. d'H. N., 33, r. de Buffon, Paris, V.
- 1922 **Fuchs (Carlos)**, Dr ès sc., 7, r. Gustave-Flaubert, Paris, XVII.
- 1921 **Furon (Raymond)**, Mission scolaire française à Kaboul (Afghanistan).
- 1921 * **Gagnebin (Elie)**, Assistant de Géologie à l'Univ. de Lausanne (Palais de Rumine) (Suisse).
- 1922 **Gandillot (Jean)**, Lic. ès sc., 172, r. de la Pompe, Paris, XVI.
- 1901 * **Garde (Gilbert)**, Dr ès sc., Préparateur de Géol. et de Min. à la Fac. des Sc., Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1923 **Gardet (Gustave)**, Commis d'Inspection à l'Académie de Nancy (M.-et-M.).
- 1910 **Gaudriot (Emile)**, Ing. des Arts et Man., 11, r. St-Pierre, Neuilly-sur-S. (Seine).
- 1922 **Gauthier (Félix)**, Lic. ès sc. nat., préparateur-délégué de géol. appliquée à la Fac. des Sc., Alger.
- 1902 **Gautier (Emile-F.)**, Professeur à l'Inst. géogr. de la Fac. des Let., 107, r. Michelet, Alger.
- 1919 **Gavala y Laborde (Juan)**, Ing. des Mines, 66, Mendizabal, Madrid (Espagne).
- 1892 **Geikie (Sir Archibald)**, Dr ès sc., Membre associé de l'Institut de France, Shepherd's Down, Haslemere (Surrey, Gr.-Br.).
- 1892 **Gentil (Louis)**, Membre de l'Institut, Professeur de Géogr. phys. à la Fac. des Sc., 38 bis, r. Denfert-Rochereau, Paris, V.
- 1922 **Gérard (Colonel)**, 1, r. Inkermann, Angers (M.-et-L.).
- 1921 **Gessen**, Dr en méd., 9, bd. Malesherbes, Paris, VIII.
- 1909 * **Gignoux (Maurice)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., Inst. géol., Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1918 **Gillet (M^{lle} S.)**, Lic. ès sc., Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, 1, r. Blessig, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1920 **Girard (Claude)**, Ing. des Mines, 20, bd Théodore-Thurner, Marseille (B.-du-Rh.).
- 1921 **Girardin (Paul)**, Professeur à l'Univ. de Fribourg (Suisse).
- 1881 **Girardot**, Dr en méd., 15, r. Mégevand, Besançon (Doubs).
- 1889 **Giraud (Jean)**, Professeur adj. de Min. à la Fac. des Sc., Coll. Serv. Carte géol. France, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1889 **Giroux (Louis)**, 8 bis, r. Eugénie, St-Mandé (Seine).
- 1909 **Givenchy (Paul de)**, 84, r. de Rennes, Paris, VI.
- 1892 **Glangeaud (Ph.)**, Correspondant de l'Institut, Professeur à la Fac. des Sc., 46 bis, bd de Lafayette, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1921 **Goblot (Henri)**, Ing. civil des Mines, 26^A Zyblikiewicza, Lemberg (Pologne).
- 1906 **Godefroy (René)**, Ing.-adj. au Serv. central des Mines, des Ac. de Longwy, chalet « Les Iris », Mont-St-Martin (M.-et-M.).
- 1923 **Godignon (Léo)**, Professeur à l'École prim. supér., 39, r. des Francs-Maçons, Saint-Étienne (Loire).
- 1911 * **Goldman (Marcus)**, U. S. Geol. Surv., Washington. D.C. (E.-U.-A.).
- 1923 **Golmann (Paul)**, Ing. des Mines, 61, av. de la République, Mont-rouge (Seine).
- 1913 **Goujon (Gustave)**, Surveillant gén. à l'Éc. normale sup. de St-Cloud (S.-et-O.).
- 1879 **Gourdon (Maurice-Marie)**, Vice-Président de la Soc. Ramond, 7, r. Germain-Boffrand, Nantes (Loire-Inf.).

- 1923 **Gouvernement général de l'Afrique occidentale française** (*Mission permanente des recherches scientifiques*), Dakar (Sénégal).
- 1896 **Goux**, Agr. de l'Univ., Prof. d'H. N. au Lyc. Condorcet, 35 bis, r. Charles-Chefson (villa Lachapelle, 4), Bois-Colombes (Seine).
- 1910 * **Grandjean**, Ing. des Mines, Professeur de min. à l'Éc. des mines, 8, square de l'Alboni, Paris, XVI.
- 1919 **Grange (Pierre)**, Dr en méd., 18, r. Terme, Lyon (Rhône).
- 1895 * **Grenier (René)**, Ing. des Mines, Pocancy, par Vertus (Marne).
- 1919 **Gripp-Morand (M^{me} Madeleine)**, Wandsbeckerchaussée, 35 iv ;
Hambourg, 23 (Allemagne).
- 1878 **Grossouvre (A. de)**, Ing. en chef au Corps des Mines, Correspondant de l'Institut, Bourges (Cher).
- 1891 * **Guébbard (Adrien)**, Agr. de Phys. des Fac. de Méd., Pierrefonds (Oise).
- 1923 **Guillaume (L.)**, Agrégé de l'Univ., Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc. de Caen (Calvados).
- 1923 **Guiraud**, 38, bd des Arceaux, Montpellier (Hérault).
- 1918 **Guyot (Henri)**, Inspecteur-adj. des Eaux et Forêts, 9, place de la République, Thionville (Moselle).
- 1917 **Harraca (Emmanuel)**, Bibliothécaire à la Chambre des Dép., Paris, VII.
- 1906 **Harris (Gilbert-Denison)**, Professeur de Pal., Cornell Univ., Ithaca (N.-Y., E.-U.-A.).
- 1884 **Haug (Émile)**, Membre de l'Institut, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
- 1922 **Hawxhurst (Robert)**, Ing.-géol. des Mines, 613, First National Bank Building, San Francisco, (E.-U.-A.).
- 1922 **Hendon (Bryan)**, Département géol. de la « Cornell Univ. », Ithaca (N. Y. ; E.-U.-A.).
- 1922 **Henny (Gerhard)**, Dr ès sc., Post Box 922, Ponca City, Oklahoma (E.-U.-A.).
- 1920 * **Henry-Couannier (André)**, Ing.-Conseil, 63, av. des Champs-Élysées, Paris, VIII.
- 1896 **Hermann**, Éditeur, 6, r. de la Sorbonne, Paris, V.
- 1923 **Hetzel (Wilhem H.)**, Ing. des Mines, Bureau v/d. Mijraad, Batavia (Java).
- 1922 **Hodson (Floyd)**, c/o Standard Oil Co of Vénézuéla Maracaïbo (Vénézuéla S. Amér.).
- 1920 **Hollande (Paul)**, Dr en méd., 11, r. Brahauban, Tarbes (Htes-Pyr.).
- 1915 **Houdart (J.)**, Lic. ès sc., Pharmacien, 18, av. Saint-Georges, Auxerre (Yonne).
- 1902 **Houel (Philippe)**, Ing. des Arts et Man., Condé-sur-Noireau (Calvados).
- 1908 **Hubert (Henry)**, Dr ès sc., Administrateur en chef des Colonies, Adj. à l'Insp. des Travaux publics de l'A. O. F., Dakar (Sénégal).
- 1920 **Hubert (Octave)**, Ing., 44, r. Vercingétorix, Paris, XIV.
- 1911 **Hulster (de)**, Faibie et Cie, Ing.-Sondeurs, 30, bd Haussmann, Paris, IX.
- 1918 **Huot (Paul)**, Ing.-Chimiste, Établissement Desmarais frères, Le Havre (Seine-Inf.).
- 1916 **Hupier (Charles)**, Pharmacien, 47, r. Decamps, Paris, XVI.
- 1913 **Hure (M^{lle} Augusta)**, 14, r. Savinien-Lapointe, Sens (Yonne).

- 1903 * **Ilovaïsky (David)**, Professeur de Géol. à l'Univ. du Don, Rostoff (Russie).
- 1889 **Imbeaux (Dr Éd.)**, Correspondant de l'Inst., Ing. en chef des P. et Ch., Professeur à l'Éc. nat. des P. et Ch., 18, r. Émile-Gallée, Nancy (M.-et-M.).
- 1881 **Institut de Géologie et de Paléontologie de l'Université**, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1921 [P] **Institut géologique de l'Université de Cluj** (Roumanie).
- 1910 **Institut géologique de l'Université de Cracovie** (Pologne).
- 1921 [P] **Institut géologique de l'Université Masaryk**, 39, Kounicova, Brno (Tchéco-Slovaquie).
- 1892 **Institut national Agronomique**, 16, r. Claude-Bernard, Paris, V.
- 1923 **Institut scientifique chérifien**, Rabat-Résidence (Maroc).
- 1904 **Jacob (Charles)**, Professeur de géol. à la Fac. des Sc. de Toulouse.
- 1877 * **Janet (Charles)**, Dr ès sc., Ing. des Arts et Man., 71, r. de Paris, Voisinlieu-lès-Beauvais, par Allonne (Oise).
- 1918 **Jeannet (Alphonse)**, Adj. à la Commission géol. Suisse, Inst. de Géol., Le Mail, Neuchâtel (Suisse).
- 1921 **Jérémine (M^{me} Elisabeth)**, 8 bis, r. Amyot, Paris, V.
- 1907 * **Jodot (Paul)**, Chef des Travaux de Géol. générale à l'Éc. des Mines, 12, r. du Regard, Paris, VI.
- 1921 **Johnson (Herbert Edward)**, B. Sc., A.R.S.M. (Mr R. VAN SICKLE), n° 6, str. Anastasa Panu, Ploesti (Roumanie).
- 1907 * **Joleaud (Léonce)**, Maître de Conférences à la Fac. des Sc., 143, bd St-Michel, Paris, V.
- 1903 **Joly (Henri)**, Chargé de cours à la Fac. des Sc., Coll. Serv. Carte Géol. de la France, 53, bd d'Alsace-Lorraine, Nancy (M.-et-M.).
- 1918 **Jondet (Gaston)**, Ing. des P. et Ch., Ing. en chef des Trav. maritimes d'Égypte, Alexandrie (Égypte).
- 1900 **Jordan (Paul)**, Ing. au Corps des Mines, 4, r. de Luynes, Paris, VII.
- 1897 **Joukowsky (Etienne)**, Assistant au Muséum d'H. N., Genève (Suisse).
- 1863 **Jourdy (Gén. Em.)**, du cadre de réserve, 44, av. Charles-Floquet, Paris, VII.
- 1923 **Jung (Jean)**, Préparateur à l'Institut géol. de l'Univ. de Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1920 **Kelly (F. Sherwin)**, Beinn A'Kyor, Lawrence (Kansas E.-U.-A.).
- 1899 **Kerforne (Fernand)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., r. Duboys des Sauzais, Rennes (Ille-et-Vil.).
- 1922 **Kettner (Radim)**, Professeur de géol. à l'Éc. polytechnique Karlova n'am, 19, Prague II, 287 (Tchéco-Slov.).
- 1923 **Kilian (Conrad)**, 38 av. Alsace-Lorraine, Grenoble (Isère).
- 1881 **Kilian (W.)**, Membre de l'Institut, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., 38, av. Alsace-Lorraine, Grenoble (Isère).
- 1921 **Kozlowsky**, Anc. Directeur des Mines d'Oruro (Bolivie), ul. Nakielska, 80, Bydgoszcz (Pologne).
- 1909 **Ktenas (C. A.)**, Professeur de Min. et de Géol. à l'Univ., Dir. du Serv. géol. de Grèce, 38, r. de l'Académie, Athènes (Grèce).
- 1909 **Kuzniar (Wiktor)**, Warszawska, 5, Cracovie (Pologne).
- 1911 **Laboratoire de Géographie physique** de la Fac. des Sc. de Paris, 1, r. Victor-Cousin, à la Sorbonne, Paris, V.

- 1891 **Laboratoire de Géologie** de la Fac. des Sc. de Caen (Calvados).
- 1904 **Laboratoire de Géologie** de la Fac. des Sc. de Paris, à la Sorbonne, Paris, V.
- 1903 **Laboratoire de Géologie** de l'Éc. nat. d'Agr. de Grignon (S.-et-O.).
- 1905 **Laboratoire de Géologie** de l'Éc. norm. sup., 43, r. d'Ulm, Paris, V.
- 1894 **Laboratoire de Paléontologie** du Mus. nat. d'II. N., 3, pl. Valhubert, Paris, V.
- 1912 **Laboratoire de Géologie** du Collège de Fr., r. des Écoles, Paris, V.
- 1908 **Laboratoire de Géologie de l'Univ.**, Liège (Belgique).
- 1913 **Laborde (Fernand)**, Ing. des Arts et Man., directeur de la Soc. des Mines, du Dj. Ressay, La Laverie (Tunisie).
- 1921 **Labrie (Abbé)**, Curé à Frontenac (Gironde).
- 1886 **Lacroix (Alfred)**, Secrétaire perpétuel de l'Ac. des Sc., Professeur de Min. au Muséum nat. d'II. N., 23, r. Humboldt, Paris, XIV.
- 1920 **Lacroix (Eugène)**, Dr en méd., 47, Grande-rue des Charpennes, Lyon (Rhône).
- 1923 **Lagotata (Henri)**, Privat-docent à l'Univ., 13, r. de l'École de Médecine, Genève (Suisse).
- 1913 **Lamare (Pierre)**, Lic. ès sc., Lic. en dr., Préparateur au Collège de France, 62, r. Taitbout, Paris, IX.
- 1872 * **Lambert (Jules)**, Président hon. du Tribunal civil de Troyes, 30, r. des Boulangers, Paris, V.
- 1875 [P] **Lamothe (Général de)**, 3, r. Pasteur, Grenoble (Isère).
- 1923 **Lamouche**, Lieut.-Colonel, 32, r. Colbert, Lille (Nord).
- 1908 **Lanquine (Antonin)**, Chef des Travaux de Géol. à la Fac. des Sc., Lab. de Géol., 1, r. Victor-Cousin, Paris, V.
- 1896 **Lantenois**, Insp. gén. des Mines, 160, bd du Montparnasse, Paris, XIV.
- 1821 **Lapin (Bernard)**, Ing. agricole, 1, r. de Nimes, Rabat (Maroc).
- 1906 **Lapparent (Jacques de)**, Professeur de Pétrographie à la Fac. des Sc., 12, quai Koch, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1914 **Larminat (P. de)**, Professeur au grand séminaire, 8, r. Matigny, Soissons (Aisne).
- 1887 * **Lataste (Fernand)**, Professeur hon. de l'Univ. du Chili, Cadillac-sur-Garonne (Gironde).
- 1886 **Launay (Louis de)**, Membre de l'Inst., Insp. gén. des Mines, Professeur à l'Éc. des Mines, 55, r. de Babylone, Paris, VII.
- 1923 **Laval (Henry)**, Étud. au Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Montpellier (Hérault).
- 1923 **Lazareff (P.)**, Membre de l'Acad. des Sc. de Russie, Directeur de l'Inst. de Phys. de Moscou (Russie).
- 1923 **Lebrun (Paulin)**, Architecte, 39, r. du Sentier, Paris, II.
- 1922 **Lecaron (Emile)**, 50, av. de Malakoff, Paris, XVI.
- 1908 * **Lecointre (Georges)**, Ing.-Ch., Lic. ès sc., Chât. de Grillemont, par la Chapelle-Blanche (I.-et-L.) et 76, r. d'Assas, Paris, VI.
- 1884 **Le Conte (Albert)**, Ing. en chef des P. et Ch., Insp. gén. des Travaux de Paris, 7, r. Picot, Paris, XVI.
- 1920 * **Le Conte (André)**, Ing., Assmannshausen-sur-le-Rhin. (Allemagne.)
- 1901 * **Le Couppey de la Forest (Max)**, Insp. gén. du Génie rural, 86, av. de Breteuil, Paris, XV.
- 1869 * **Ledoux (Charles)**, Ing. en chef des Mines, Professeur à l'Éc. des Mines, 250, bd St-Germain, Paris, VII.

- 1921 **Lemoine (Eugène)**, Agr. de l'Univ., Lycée de Chambéry (Savoie).
1899 [P] **Lemoine (Paul)**, Professeur de Géol. au Muséum national d'H. N.,
61, r. de Buffon, Paris, V.
1913 * **Lemoine (M^{me} Paul)**, Dr ès sc., 71, r. de Rennes, Paris, VII.
1922 **Lenhardt**, Directeur gén. adj. de l'Office des phosphates du Maroc,
Rabat (Maroc).
1923 **Lepape (A.)**, Chef des Trav. à l'Inst. d'Hydr. et de Climat. du
Collège de France, 52, r. de Bourgogne, Paris, VII.
1903 **Leriche (Maurice)**, Professeur de Géol. à l'Univ., 14, r. des Sols,
Bruxelles (Belgique).
1921 **Leroux (Edmond)**, Insp. au Serv. des Eaux de la Cie du ch. de
fer du Nord, 60, ch. Latéral, Enghien-les-Bains (S.-et-O.).
1909 * **Létang**, Dr en méd., à l'Essart, près Poitiers (Vienne).
1912 **Levainville**, 3, r. Frédéric-Bastiat, Paris, VIII.
1920 **Lewinski (J.)**, Professeur de Géol. à l'Univ. de Varsovie (Pologne).
1906 **Lhomme (Léon)**, Ing., éditeur, 3, r. Corneille, Paris, VI.
1880 * **Libbey (William Jr.)**, Professeur de Géogr. phys., Directeur du
Museum de Géol. : New-Jersey, collège Princeton (N.-J. ;
E.-U.-A.).
1920 * **Liddle (R. A.)**, Géologue Standard Oil Company of Vénézuéla
Maracaibo (Vénézuéla).
1916 **Lippmann (Eugène)**, Ing., Lic. ès sc., 47, r. de Chabrol, Paris, X.
1906 **Lissón (Carlos I.)**, Ing. des Mines, Professeur de Micropétrogra-
phie à l'Éc. des Ing., Lima (Pérou).
1921 **Livet (Georges)**, Chargé du Serv. géol. de la Cie des Mines de
la Grand'Combe (Gard).
1889 **Lory (Pierre-Charles)**, Chargé de conférences de Géol. à la Fac.
des Sc., 6, r. Fantin-Latour, Grenoble (Isère).
1916 **Lotti (Armeno Charles Gust.)**, 7, r. de Castiglione, Paris, I.
1924 **Lucat (G.)**, Conservateur du Musée d'Histoire naturelle, 56, r.
Origet, Tours (Indre-et-Loire).
1899 **Lugeon (Maurice)**, Correspondant de l'Inst., Professeur à l'Univ.,
villa des Préalpes, 23, av. Charles-Secrétan, Lausanne (Suisse).
1912 **Lutaud (Léon)**, Chef des Travaux à la Fac. des Sc. et à l'Éc. des
Mines, 86, av. Mozart, Paris, XVI.

1920 **Macovei (Georges)**, Inst. géol. de Roumanie, 2, Chaussée Kisselef
Bucarest (Roumanie).
1923 * **Madsen**, Directeur du Serv. géol. du Danemark, Kastanienvvej
n° 10, Copenhague (Danemark).
1889 **Maitre (J.)**, forges de Morvillars, près Belfort (Haut-Rhin).
1923 **Malychef (M^{lle} Vera)**, Assistante de Géol. à l'Univ. de Pétrograd,
79, bd St-Michel, Paris, V.
1905 **Mansuy (H.)**, Serv. des mines de l'Indochine, Hanoï (Indochine).
1921 **Marcelin (Paul)**, Secrétaire de la Soc. d'Études des Sc. nat., 13,
r. des Greffes, Nîmes (Gard).
1923 **Marcet Riba (J.)**, Dr ès sc., Professeur à l'Univ. de Barcelone
(Espagne).
1877 **Margerie (Emmanuel de)**, Correspondant de l'Institut, directeur du
Serv. Carte géol. régionale d'Alsace et de Lorraine, 1, r. Blessig,
Strasbourg (Bas-Rhin).
1923 **Marshall (P.)**, Professeur à l'Univ., Wellington (Nouv.-Zélande).

- 1885 **Martel (Edouard-Alfred)**, Membre du Conseil supérieur d'Hygiène publique, 23, r. d'Aumale, Paris, IX.
- 1920 **Martin (Fernand)**, Préparateur de Min. à la Fac. des Sc., 48, r. de Constantine, Alger.
- 1897 **Martonne (Emmanuel de)**, Professeur de Géogr. à la Fac. des Lettres, 248, bd Raspail, Paris, XIV.
- 1891 **Marty (Pierre)**, châ. de Caillac, par Arpajon (Cantal).
- 1922 **Matoušek (Otakar)**, Dr ès sc., Assistant de géol. à l'Univ. Charles, Prague (Tchéco-Slov.).
- 1881 **Mattirolo (Ettore)**, Ing. au Corps royal. des Mines, 43, via Carlo Alberto, Turin (Italie).
- 1900 **Maurice (Joseph)**, Ing. civ. des Mines, 12, r. du Havre, Paris, IX.
- 1914 **Maurin (Émile)**, Ing., Chef d'exploitation aux Mines du dj. Djerissa, à Djerissa (Tunisie).
- 1902 **Maurý (E.)**, Préparateur de Phys. au Lycée, 11, r. Rouget-de-l'Isle, Nice (Alp.-Mar.).
- 1923 **Mazeret (Edouard)**, Anc. directeur génér. des Essences et Pétroles au Ministère des T. P., 223, r. de l'Université, Paris, VII.
- 1905 * **Mecquenem (Roland de)**, Ing. des Mines, Délégué en Perse du Min. de l'Inst. pub., 16, r. du Pré-aux-Cleres, Paris, VII.
- 1899 * **Mémin (Louis)**, Anc. élève des Fac. de Médecine, des Sciences et de Pharm. de Paris, 25, r. de la Citadelle, Arcueil (Seine).
- 1909 **Mengaud (Louis)**, Chargé de Cours de Géol. à la Fac. des Sc., 7, r. Lakanal, Toulouse (Hte-Gar.).
- 1902 **Mengel (O.)**, Directeur de l'Observatoire météorologique, à la Pépinière, Perpignan (Pyr.-Or.).
- 1912 **Mercier (André)**, 29, r. de Fleury, Fontainebleau (S.-et-M.).
- 1905 **Merigeault (Emilien)**, Ing. en chef des Mines, Société des Minerais et Métaux, 154, bd Haussmann, Paris, VIII.
- 1903 **Merle**, Ing. des Travaux publics de l'Etat, Serv. Carte géol. de la France, 62, bd St-Michel, Paris, VI.
- 1896 **Mermier (E.)**, Ing., Villa des Roses, 27, bd de Grancy, Lausanne (Suisse).
- 1914 **Meunier (Fernand)**, 229, bd du Château, Gand (Belgique).
- 1882 **Meunier (Stanislas)**, Professeur hon. de Géol. au Muséum nat. d'H. N., 3, quai Voltaire, Paris, VII.
- 1897 **Meyer (Lucien)**, Conservateur du Musée, 3, Grand'rue, Belfort (Haut-Rhin).
- 1911 **Michalon (Lucien)**, Ing. des Mines, 96, r. de l'Université, Paris, VII.
- 1901 **Michel-Lévy (Albert)**, Professeur à la Fac. des Sc., 26, r. Spon-tini, Paris, XVI.
- 1923 **Migot (André)**, Dr en médecine, Préparateur au Labor. Arago, Banyuls-s.-Mer (Pyr.-Orientales).
- 1920 **Milon (Yves)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc., Rennes (I.-et-V.).
- 1893 **Miquel (Jean)**, Barroubio, par Aigues-Vives (Hérault).
- 1915 **Moinet (Jules)**, Industriel, 21, r. Laugier, Paris, XVII.
- 1896 **Molengraaff (Dr G. A. F.)**, Géol., Kanaalweg, 8, Delft (Pays-Bas).
- 1912 **Monestier (Joseph)**, Not., 8, r. Alsace-Lorraine, Millau (Aveyron).
- 1878 **Monthiers (Maurice)**, Ing. des Mines, 50, r. Ampère, Paris, XVII.
- 1911 **Morellet (Jean)**, 3, bd Henri-IV, Paris, IV.
- 1906 **Morellet (Lucien)**, 7, bd St-Germain, Paris, V.
- 1919 **Moret (Léon)**, Dr en méd., Maître de Conférences de Géol. à la Fac. des Sc. de Grenoble (Isère).

- 1877 **Morgan (Jacques de)**, Ing. des Mines, Délégué gén. hon. en Perse du Min. de l'Instr. pub., 31, Allée d'Azémar, Draguignan (Var).
- 1911 **Mouneyres (L.)**, Ing. en chef des Mines, Insp. gén. des Travaux publics de l'A. O. F., Dakar (Sénégal).
- 1876 **Mouret (G.)**, Insp. gén. hon. des P. et Ch., Professeur à l'Ec. nat. des P. et Ch., 29, r. Borgnis-Desbordes, Versailles (S.-et-O.).
- 1903 **Moutier (François)**, Dr en méd., Lic. ès sc., anc. interne des Hôpitaux, 95, r. de Monceau, Paris, VIII.
- 1897 **Mrazec (Louis)**, Professeur de Min. et de Pétr. à l'Univ., Inst. géol., chaussée Kisselef, 2, Bucarest (Roumanie).
- 1900 **Murgoci (Georges)**, Professeur de Géol. à l'Ec. polytechnique de Bucarest (Roumanie).
- 1898 **Musée national géologique de Zagreb** (Yougoslavie).
- 1921 **Nassans (René)**, Préparateur au Muséum nat. d'H. N., Lab. de géol., 61, r. de Buffon, Paris, V.
- 1920 **Nassé (Victor P. H.)**, Mining Geologist (Union Oil Co of Burma) « Morrison » Circular road, Maymyo (Birmanie).
- 1908 **Negre (Georges)**, 5 bis, r. Delaizement, Neuilly-s.-Seine (Seine).
- 1904 **Négris (Phocion)**, Ing., Dr honoraire de l'Université d'Athènes, 6, rue Tricorphon, Athènes (Grèce).
- 1920 **Neveux (G.)**, Dr en méd., Torcy (S.-et-M.).
- 1912 **Nicolesco (Constant)**, Dr ès sc., Ing. géol., 37, r. Monge, Paris, V.
- 1906 **Nicou (Paul)**, Ing. au Corps des Mines, 17, bd Flandrin, Paris, XVI.
- 1907 **Noël (Eugène)**, Ing. Géol., Vieille Porte, Altkirch (Haut-Rhin).
- 1886 **Nolan**, 17, bd Rainaldi, Nice (A.-M.).
- 1912 **Nugue (P.)**, Ing., r. Philibert-Guide, Chalons.-Saône (S.-et-L.).
- 1899 **Offret (Albert)**, Professeur de Min. théorique et appliquée à la Fac. des Sc., 16, quai Claude-Bernard, Lyon (Rhône).
- 1892 * **O'Gorman (Comte Gaëtan)**, 37, av. de Barèges, Pau (B.-Pyr.).
- 1923 **Oliveira Machado e Costa (Alfredo d')**, Professeur de Minér. à l'Univ., r. Janêlas Verdes, 64, 1^{er} E., Lisbonne (Portugal).
- 1921 **Olsson (Axel. A.)**, anc. Assistant au Lab. de Pal. de la Cornell Univ., 48, Woodside Avenue, Gloversville N. Y. (E.-U.-A.).
- 1921 **Oncieux de la Bathie (Joseph d')**, L'Omnium de Pétrole, 280, bd Saint-Germain, Paris, VII.
- 1920 **Oppermann**, Ing. en chef des Mines, en retraite, 2, r. Gustave-Ricart, Marseille (B.-du-Rh.).
- 1920 **Orcel (Jean)**, Préparateur de Min. au Muséum nat. d'H. N., 2, r. du Charolais, Paris, XII.
- 1902 **Pachundaki (D.-E.)**, de l'Inst. égyptien, P.-O., box 1138, Alexandrie (Egypte).
- 1913 **Painvin (G.-J.)**, Professeur de Pal. à l'Éc. des Mines, 2, r. de la Muette, Paris, XVI.
- 1921 **Pallery (Paul-Maurice)**, Eckmühl, près Oran (Algérie).
- 1914 **Panthier (A.)**, Professeur au Lycée Lakanal, 12, r. du Lycée, Sceaux (S.).
- 1923 **Paréjas (Ed.)**, Dr ès sc., Préparateur de Géol. à l'Univ. 18, r. de Candolle, Genève (Suisse).
- 1919 **Passemard (Emmanuel)**, Villa Naoh, r. d'Alsace, Biarritz (B.-P.).

- 1920 **Patte (Etienne)**, Capitaine d'Art. colon., Serv. géol. de l'Indochine, Hanoï (Tonkin).
- 1924 **Pau (Abbé)**, 9, r. de Civry, Paris, XVI.
- 1912 **Pavlow (Alexandre W.)**, Professeur à l'Éc. sup. des Ing., 9, Souchovskaja, n° 69, Moscou (Russie).
- 1884 **Pavlow (Alexis-Petrowitch)**, Professeur de Géol. à l'Univ. Maison de l'Univ., 34, Dolgoroukovski pereoulok, Moscou (Russie).
- 1920 **Pechelbronn**, Société anonyme d'exploitation minière, 32, allée de la Robertsau, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1899 **Pellegrin (Charles)**, Ing. des Mines, Bessèges (Gard).
- 1923 **Péneau (Joseph)**, Professeur aux Fac. cathol. de l'Ouest, 2 r. Volney, Angers (M.-et-L.).
- 1905 * **Pereira de Sousa (Francisco Luiz)**, Chef Serv. géol., Professeur de Géol. à l'Univ., 32, r. dos Lagares, Lisbonne (Portugal).
- 1913 **Perret (Robert)**, Dr ès sc., 6, r. François 1^{er}, Paris, VIII.
- 1907 * **Pesson-Didion (Maurice)**, Ing. des Mines, 6, square de Messinc. Paris, VIII.
- 1921 **Pestre**, Instituteur à Gap (Hautes-Alpes).
- 1923 **Péterhans (Emile)**, Laboratoire de Géol. de l'Univ., Palais de Rumine, Lausanne (Suisse).
- 1914 **Petit (Julien)**, Chargé de cours de Géogr. à la Fac. des Lettres, 17, place Simon-Vollant, Lille (Nord).
- 1878 **Petitclerc (Paul)**, 6, r. du Lycée, Vesoul (Hte-Saône).
- 1911 **Petkowitch (Wladimir R.)**, Dr ès sc., Assistant à l'Inst. géol. de l'Univ., Belgrade (Yougoslavie).
- 1911 **Pfender (Mlle)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc., 171, r. du Fg-Poissonnière, Paris, IX.
- 1918 **Picquenard**, Dr en méd., Chargé de Cours de Paléobot. à la Fac. des Sc. de Rennes, 19, r. de Brest, Quimper (Finistère).
- 1910 **Pinard (Albert)**, 40, r. Philibert-Delorme, Paris, XVII.
- 1923 **Pinfold (E. S.)**, M. A., M. L. M. M., « Indo-Burma Petroleum Co Ltd », Box 132, Rangoon (Birmanie).
- 1921 **Pinhero (Almeida)**, Capitaine aviateur, Adj. à la Légation militaire du Portugal, 12, r. Emile-Augier, Paris, XVI.
- 1903 **Piroutet (Maurice)**, Dr ès sc., Professeur au Collège, Salins (Jura).
- 1910 * **Pitaval (R.)**, Ing. des Mines, 7, r. d'Offémont, Paris, XVII.
- 1922 **Piveteau (Jean)**, 14, Av. Daumesnil, Paris, XII.
- 1912 **Plé (Ernest)** propriétaire, 9, av. Niel, Paris, XVII.
- 1921 **Plotton (Barthélemy)**, Ing. des Mines, villa des Cerises, Couzon-au-Mont-d'Or (Rhône).
- 1889 **Poirault (Georges)**, Dr ès sc., Directeur du Lab. d'Enseig. sup. (Villa Thuret), Antibes (A.-M.).
- 1913 **Poirée (E.)**, Dr en méd., Médecin-Major radiologiste Hôpital militaire, Beyrouth (Syrie).
- 1906 **Poisot (Paul)**, Directeur de l'hôpital Broussais, 96, r. Didot, Paris, XIV.
- 1902 **Portet (Victor)**, Ing., 8, r. St-Amand, Paris, XV.
- 1879 **Portis (Alessandro)**, Dr ès sc., Professeur de Géol. et de Pal. à l'Univ., Rome (Italie).
- 1910 **Pourbaix (J.)**, Ing., 50, r. de Nimy, Mons (Belgique).
- 1920 **Pouyane (Albert)**, Ing. en ch. des P. et Ch., Direction des Travaux Publics, Hanoï, Tonkin.

- 1923 **Prémonville de Maisonthou (Léon de)**, Hôtel de la Paix, Dax (B.-Pyr.).
- 1912 * **Pruvost (Pierre)**, Professeur de Géol. appliquée à la Fac. des Sc., 159, r. Brûle-Maison, Lille (Nord).
- 1909 * **Pussenot (Charles)**, Capitaine d'art., 21 bis, r. Turenne, Grenoble (Isère).
- 1891 * **Racovitza (Émile G.)**, Directeur de l'Inst. de Spéologie ; cásuta postalá, 158, Cluj (Roumanie).
- 1878 **Ramond (Georges)**, Assistant hon. de Géol. au Muséum national d'H. N., 18, r. Louis-Philippe, Neuilly-s.-Seine (Seine).
- 1893 **Ramsay (Wilhelm)**, Professeur à l'Univ., Helsingfors (Finlande).
- 1912 **Randoin (A.)**, Agr. de l'Univ., 19, r. Gay-Lussac, Paris, V.
- 1891 * **Raveneau (Louis)**, Agr. d'Hist. et de Géog., 76, r. d'Assas, Paris, VI.
- 1923 **Rebours (A.)**, Négociant, 67, av. de Noailles, Lyon (Rhône).
- 1910 **Regnard (Henry)**, Secrétaire gén. de l'Association des Ing., Architectes et Hygiénistes municipaux, 3, r. Palatine, Paris, VI.
- 1873 **Repelin (Joseph)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., Conservateur au Muséum d'H. N.; 86, r. St-Savournin, Marseille (B.-du-Rh.).
- 1881 **Révil (Joseph)**, Anc. pharmacien à Chaloup, par Cognin (Savoie).
- 1923 **Reynolds (S. H.)**, M. A., Sc. D. (Cantab.), F. G. S. Professeur de Géol. à l'Univ. de Bristol (Gr.-Br.).
- 1881 **Riche (Attale)**, Dr ès sc., Chargé de cours de Géol. à la Fac. des Sc., 26, av. de Noailles, Lyon (Rhône).
- 1894 **Ritter (Etienne-A.)**, 408-9, Empire Building, Denver. (Col., E.-U.-A.).
- 1905 **Robin (Auguste)**, Correspondant du Muséum nat. d'H. N., 105, r. Dareau, Paris, XIV.
- 1923 **Roccati (D' Alessandro)**, Professeur de Min. au Politecnico, Castello del Valentino, Turin (Italie).
- 1921 **Roch (Edouard)**, Étudiant, r. Croix-d'Or, Chambéry (Savoie).
- 1920 **Roig (Mario Sanchez)**, Dr ès sc. nat., Professeur à l'Ecole d'Agric. de la Havane, Cerro 827, La Havane (Cuba).
- 1921 **Rolland (François-Alexis)**, Chef du Serv. géol. de l'Inst. Scient. chérifien, 19, r. de Lorraine, Rabat (Maroc).
- 1908 **Rollet**, Fondateur de l'Association des Nat., 62, r. Voltaire, Levallois-Perret (Seine).
- 1894 * **Roman (Frédéric)**, Chef de Travaux, Chargé d'un cours complémentaire de Géol. à la Fac. des Sc., 2, quai St-Clair, Lyon (Rhône).
- 1921 * **Roquefort (Camille)**, 33, faub. Saint-Jaumes, à Montpellier (Hérault).
- 1885 **Roussel (Joseph)**, anc. Professeur, villa Mary-Per, chemin de Velours, Meaux (S.-et-M.).
- 1910 * **Roux (Henri)**, Ing. des Mines, Ing. de la Société des Glaceries et Produits chim. ; Selzaëte (Belgique).
- 1898 * **Rouyer (Camille)**, Dr en dr., Avoué, 49, r. Gloriette, Chalons.-Saône (Saône-et-L.).
- 1905 **Rovereto (G.)**, Professeur à l'Univ. royale, Museo della Villetta di Negro, Gênes (Italie).
- 1916 **Russo (P.)**, Dr en méd., 15, r. des Fossés, Villefranche-s.-Saône (Rhône).

- 1885 **Sacco (Federico)**, Professeur de Géol. au Politecnico, et de Pal. à l'Univ., Castello del Valentino, Turin (Italie).
- 1921 **Sadek (H.)**, Dr sc., F.G.S., Inspect. au Geological Survey d'Egypte, Dawawyn, P. O., Le Caire (Egypte).
- 1913 **Saint-Périer (René de)**, Dr en méd., Morigny, par Etampes (S.-et-O.).
- 1920 **Salé (Abbé A.)**, Professeur de Pal. à l'Univ., 10, r. Saint-Michel, Louvain (Belgique).
- 1913 **Salin (Édouard)**, Maître de Forges, Montaigu, Laneuveville-lès-Nancy (Meurthe-et-M.).
- 1890 * **Salles**, anc. Insp. des Colonies, 23, r. Vaneau, Paris, VII.
- 1910 **Salopek (Marian)**, Dr ès sc., Conservateur du Museum nat. de Géol. et de Pal., 49, Prilaz, Zagreb (Yougoslavie).
- 1919 **Sambucy de Sorgue (Marc de)**, au Grand Mas, par St-Etienne-du-Grès (B.-du-R.).
- 1904 * **Sangiorgi (Dominico)**, Dr ès sc., 70, via Cavour, Imola (prov. de Bologne, Italie).
- 1913 **San Miguel de la Cámara**, Professeur à l'Univ., 162, Diputacion, Barcelone (Espagne).
- 1917 **Sauvage (H.)**, Ing., 80, Bd Raspail, Paris, VI.
- 1922 **Sauvaget (Henri)**, conservateur des collections de Pal. du Mus. de Niort, 77, r. de Fontenay, Niort (Deux-Sèvres).
- 1901 **Savornin (Justin)**, Chef des travaux de Géol. et de Min. à la Fac. des Sc., villa Gyptis, r. d'Alembert, Alger.
- 1917 **Savoie (G.)**, Ing. civ., 1, r. Bruller, Paris, XIV.
- 1878 **Sayn (Gustave)**, villa des Cèdres, à Montvendre, par Chabeuil (Drôme).
- 1922 **Schæller (Henri)**, 140, route de St-Leu, Montmorency (S.-et-O.).
- 1901 **Schardt (Hans)**, Dr ès sc., Professeur de Géol. à l'Éc. polytech. et à l'Univ., 18, Voltastr., Zurich, V (Suisse).
- 1921 * **Schlumberger (Robert-Adolphe)**, Ing.-géologue, Merkwiller-Pechelbronn (Bas-Rhin).
- 1923 **Schænbelé (E.)**, Dr ès sc., Chef des Trav. de Minér. à l'Univ., 31, r. Eckmann-Chatrian, Strasbourg (Bas-Rhin).
- 1879 **Segré (Claudio)**, Insp. supérieur des Ch. de fer de l'État, 229, corso Vittorio Emanuel, Rome (Italie).
- 1923 **Semmes**, Géologue de la Cie du Pétrole « El Aguila » Apartado 150, Tampico (Mexique).
- 1894 **Sena (Joachim C. da Costa)**, Directeur de l'Éc. des Mines, Ouro-Preto (Minas-Geraes, Brésil).
- 1921 **Sergent (Georges)**, Instituteur, Directeur d'École à Ermont (S.-et-O.).
- 1913 **Serradell-Planella (Balthasar)**, Dr ès sc., calle San Pablo, 71, Barcelone (Espagne).
- 1921 [P.] **Service des Mines** de la Direction générale des Travaux publics du Maroc à Rabat (Maroc).
- 1919 **Simon (Ernest)**, bâtonnier de l'Ordre des avocats, 26, rue de la République, Besançon (Doubs).
- 1923 **Silvestre de Sacy (Léon)**, Directeur de la Banque de France, 18, r. de la République, Saint-Germain-en-Laye (S.-et-O.).
- 1918 **Sinclair (Joseph H.)**, Ing. géol., 30 Fifth Avenue, New-York City (New-York, E.-U.-A.).

- 1920 **Smith (Ernest R.)**, Professeur de géol., Univ. de Pauw, Greencastle (Indiana, E.-U.-A.).
- 1920 **Société « l'Aluminium français »** (M. le Directeur de la), 12, r. Roquépine, Paris, VIII.
- 1921 **Société anonyme des Hauts-Fourneaux et Fonderies de Pont-à-Mousson**, 3, r. Jules-Lefèvre, Paris, IX.
- 1879 [P] **Société anonyme des Houillères de Bessèges et Robiac**, 17, r. Jeanne-d'Arc, Nîmes (Gard).
- 1884 **Société d'Emulation de Montbéliard** (Doubs).
- 1922 **Société de Géographie du Maroc**, Casablanca (Maroc).
- 1920 **Société des Grands Travaux de Marseille** (M. le Directeur de la), 23, r. de Courcelles, Paris, VIII.
- 1921 **Société pétrolière de Recherches et d'Exploitation**, 5, r. Jules-Lefèvre, Paris, IX.
- 1911 [P] **Société des pétroles Teheleken-Daghestan**, Grozny (Caucase).
- 1920 **Société Omnium d'Entreprises** (M. Thomine, Directeur), 59, r. de Provence, Paris, IX.
- 1919 **Société de St-Gobain-Chauny et Cirey** (M. le Dir. gén. des Usines de Produits Chim. de la), 1, place des Saussaies, Paris, VIII.
- 1917 **Solignac (Marcel)**, Lic. ès sc., Ing. géol. de la Direction génér. des T. P., villa Révée, r. d'Isly prolongée, Tunis (Tunisie).
- 1921 **Soyer (Robert)**, 27, r. Denis-Papin, Pantin (Seine).
- 1899 **Spiess**, Chef de Bataillon du Génie en retr., 16 bis, av. d'Italie, Clermont-Ferrand (P.-de-D.).
- 1923 **Stainier (X.)**, Professeur de Géol. à l'Univ., Inst. des Sc., 6, r. de la Roseraie, Gand (Belgique).
- 1921 **Stamp (L. Dudley)**, Dr ès sc., Prof. de Géol. Université de Rangoon (Birmanie).
- 1902 [P] **Station viticole de Villefranche-s-Saône** (V. Vermorel) (Rhône).
- 1894 **Stefanescu (Sabba)**, Professeur de Pal. à la Fac. des Sc., 2, b1 Coltei, Bucarest (Roumanie).
- 1888 **Stefani (Carlo de)**, Inst. sup., Piazza San Marco, Florence (Italie).
- 1902 **Stehlin (H. G.)**, Conservateur du Musée, Bâle (Suisse).
- 1914 * **Stévenin (André)**, Ing des Mines, Société anonyme du port de Rosario-de-Santa-Fé (Rép. Argentine).
- 1884 **Stuer (Alexandre)**, Comptoir français géol. et min., 4, r. de Castellane, Paris, VIII.
- 1922 **Syndicat de Documentation géol. et pal.**, 61, r. de Buffon, Paris, V.
- 1913 **Taber (Dr Stephen)**, Professeur de Géol. à l'Univ. de la Caroline du Sud, Columbia (S. Car., E.-U.-A.).
- 1920 **Taeye (Félix de)**, Industriel, 7, r. des Eaux, Paris, XVI.
- 1912 **Teilhard de Chardin (Abbé Pierre)**, Dr ès sc., Professeur de Géol. à l'Inst. catholique, 13, r. du Vieux-Colombier, Paris, VI.
- 1923 **Teissier du Cros (Henri)**, Ing. civ. des Mines, 245, r. Saint-Honoré, Paris.
- 1922 **Termier (Henri)**, Préparateur de Géol. à la Fac. des Sc. de Montpellier (Hérault).
- 1881 **Termier (Pierre)**, Membre de l'Inst., Professeur de Géol. à l'Éc. des Mines, Directeur du Serv. carte géol. de la France, 164, r. de Vaugirard, Paris, XV.
- 1919 **Thiéry (Paul)**, Ing.-géol., 2, r. de Scarpone, Pont-à-Mousson (M.-et-M.).

- 1883 **Thomas (H.)**, Sous-Ing. des Mines, 29, r. de Ponthieu, Paris, VIII.
 1922 **Thomasset (Léon)**, Lic. ès sc., Professeur au Collège de Romans (Drôme).
- 1911 **Thouvenin**, Architecte, 19, r. de la Chaîne, Rouen (Seine-Inf.).
 1922 **Timon-David (Jean)**, Lic. ès sc. nat., Serv. carte géol., 51, r. du Coq, Marseille (B.-du-R.).
- 1900 **Tournouër (André)**, 8, square de l'Alboni, Paris, XVI.
 1921 **Trapier (Georges)**, 10, r. Saint-Polycarpe, Lyon (Rhône).
 1916 **Tussau**, Dr en méd., Médecin-chef de clinique chirurgicale, 2, cours Gambetta, Lyon (Rhône).
- 1879 **Vallat (Jules de)**, Anc. maire du VI^e arr., 1, r. Madame, Paris, VI.
 1876 * **Vallot (Joseph)**, Directeur des Observatoires du Mt-Blanc, 3, r. François-Aune, Nice (Alp.-M.).
- 1923 **Van Baren (J.)**, Professeur de Géol., Directeur de l'Institut géol. de l'Univ. d'Agriculture de Wageningen (Hollande).
- 1876 * **Van den Broeck (Ernest)**, Secr. gén. hon. de la Soc. belge Géol., Pal. Hyd., 39, sq. de l'Industrie, Q^r. L^a., Bruxelles (Belgique).
 1909 **Vandernotte**, Sous-ing. des Mines, 21, av. Reille, Paris, XIV.
 1917 **Van Straelen (Victor)**, Dr ès sc., Chef des Travaux de Géol. à l'Univ., 7, av. Géo Bernier, Bruxelles (Belgique).
 1921 **Van Winkle Palmer (Miss Katherine)**, Renwitch Heights; Ithaca (N. Y., E.-U.-A.).
- 1916 **Veillard**, Doct. en méd., 127, bd Malesherbes, Paris, VIII.
 1867 **Vélain (Charles)**, Professeur hon. de Géogr. phys. à la Fac. des Sc., 9, r. Thénard, Paris, V.
Vermorel (Alphonse), Dr en méd., anc. interne des hôpitaux, 38, r. Pierre-Charron, Paris, VIII.
- 1920 **Vésignié (Louis)**, Lt-Col. d'Artil., 35, r. St-Honoré, Fontainebleau (S.-et-M.).
- 1920 **Viennot (Pierre)**, Agr. de l'Univ., Préparateur de Géol. à l'Ecole normale supérieure, 45, r. d'Ulm, Paris, V.
- 1882 **Vischniakoff (Nicolas)**, 18, r. Gagarinsky, Moscou (Russie).
 1877 **Voisin (Honoré)**, Ing. en chef des Mines, Directeur hon. de la Cie des Mines de Roche-la-Molière et Firminy, St-Genis-Laval (Rhône).
 1908 **Voitesti (J.-P.)**, Professeur de Géol. à la Fac. des Sc., Inst. géol. de l'Univ. de Cluj, Str. Minervei, 7 (Roumanie).
 1892 * **Vulpian (André de)**, Dr en méd., Lic. ès sc. nat., 38, av. de Wagram, Paris, VIII.
- 1912 **Watelin (Jacques)**, Dr ès sc., 8, r. Meissonnier, Paris, XVII.
 1923 **Weber (M^{lle} Gertrude)**, Membre du Comité géol. de Russie, 79, bd St-Michel, Paris, V.
- 1881 **Welsch (Jules)**, Professeur de Géol. et Doyen de la Fac. des Sc., 5, r. Scheurer-Kestner, Poitiers (Vienne).
 1921 **Winton (W. M.)**, Professeur de Géol. et de Biolog. à la Texas Christian University, Fort Worth (Texas, E.-U.-A.).
 1907 **Wójcik (Karimierz)**, Dr ès sc., Assistant de Géol. à l'Univ., 6, r. Ste-Anne, Cracovie (Pologne).
 1922 **Wrathall (Leonard)**, Hôtel Korcha, Valona (Albanie).

- 1918 **Yovanovitch (B.)**, Directeur de la Société des Mines de Beni Aicha.
Souk el Arba du Gharb, Maroc.
- 1923 **Zalessky (M. D.)**, Géologue du Comité géol. de Russie. r. Boriso-
glebskaia 12, log. 6, Orel (Russie).
- 1905 * **Zeil (G.)**, Commt d'Inf. col., 23, allée de Gagny, le Raincy (S.-
et-O.).
- 1923 **Zolotoff (Nicolas)**, Ingén.-géologue, 6, r. Laromiguière, Paris, V.
- 1880 **Zujovic (Jovan M.)**, Professeur à la Fac. des Sc., 13, Resavska
Ulica, Belgrade (Yougoslavie).
613. 1881 **Zurcher (Ph.)**, Ing. en ch. des P. et Ch., 12, av. Flachat, Asnières
(Seine).
-

Liste des membres de la Société distribués géographiquement

France	<i>Calvados</i>	Fallot (Em.)
<i>Aisne</i>	Bigot	Labrie
Larminat (P. de)	Guillaume	<i>Hautes-Alpes</i>
Soc. de St-Gobain	Houel	Pestre
<i>Allier</i>	<i>Cantal</i>	<i>Haute-Garonne</i>
Cie des forges de Châtillon	Marty	Astre
<i>Alpes-Maritimes</i>	<i>Cher</i>	Bibl. univ. Toulouse
Mauray	Grossouvre (A. de),	Caralp
Nolan	<i>Côte-d'Or</i>	Duffour
Poirault		Durand
Vallot		Jacob
<i>Ariège</i>	Bibl. univ. Dijon	Mengaud
Azéma (J.)	Bréon	<i>Hautes-Pyrénées</i>
<i>Aveyron</i>	Busquet	Hollande
Monestier	Chaput	<i>Haute-Saône</i>
<i>Bas-Rhin</i>	Eperly	Cardot
Arabu	<i>Deux-Sèvres</i>	Petitclerc
Bibl. univ. Strasbourg	Sauvagel	<i>Haute-Savoie</i>
Briquet	<i>Doubs</i>	Bibl. d'Annecy
Friedel	Bibl. univ. de Besançon	<i>Haut-Rhin</i>
Gignoux	Bresson	Floquet
Gillet (M ^{lle}).	Fournier (E.)	Maitre
Inst. géol. Strasbourg	Girardot	Meyer
Jung	Simon	Noël
Lapparent (J. de)	Soc. d'émulation	<i>Hérault</i>
Margerie (Emm. de)	<i>Drôme</i>	Bibl. univ. Montpellier
Pechelbronn (Soc.)	Sayn	Blayac
Poirée	Thomasset	Guiraud
Schlumberger	<i>Eure-et-Loire</i>	Laval
Schnæbelé	Bourcery	Miquel
<i>Basses-Pyrénées</i>	<i>Finistère</i>	Roquefort
Elissague	Picquenard	Termier (H.).
O'Gorman	<i>Gard</i>	<i>Ille-et-Vilaine</i>
Passemard	Bibl. muséum. Nimes	Bézier
Prémonville (L. de)	Bonnes	Collin
<i>Bouches-du-Rhône</i>	Cie min. Grd-Combe	Dangeard
Arnal	Livet	Kerferne
Bibl. Marseille	Marcelin	Milon
Brun (de)	Pellegrin	<i>Indre-et-Loire</i>
Denizot	Soc. H. Bessèges	Lecointre
Girard	<i>Gironde</i>	Lucat
Oppermann		<i>Isère</i>
Repelin	Bezagu	Bibl. Univ. Grenoble
Sambucy de Sorguè	Duvergier	Blanchet
Soc. grds Travaux Mars.		Kilian (C.)
		Kilian (W.)

Lamothe (de).	Bochin	Huot (Paul)
Lory	Carpentier	Thouvenin
Moret	Delépine	<i>Seine-et-Marne</i>
Pussenot	Dollé	Decary
<i>Jura</i>	Dubar	Mercier
Bourgeat	Dubois	Neveux
Piroutet	Dutertre (A. P.)	Roussel
<i>Landes</i>	Lamouche	Vésignié.
Dubalen	Petit (J.)	<i>Seine-et-Oise</i>
<i>Loire</i>	Pruvost	Allorge
Blondel	<i>Oise</i>	Auvray
Demay	Janet (Ch.)	Barthélemy
Godignon	Guébbard	Canu
<i>Loir-et-Cher</i>	<i>Pas-de-Calais</i>	Colas
Delamarre	Dutertre (Em.)	Cossmann
<i>Loire-Inférieure</i>	<i>Puy-de-Dôme</i>	Courty
Bureau (Louis)	Bibl. univ. Clermont	Couvreur
Gourdon	Garde	Euchène
<i>Lot-et-Garonne</i>	Giraud (J.)	Goujon
Deguilhém	Glangeaud (Ph.)	Ecole Agrig. Grignon
<i>Lozère</i>	Spieß	Leroux
Balmelle	<i>Pyrénées-Orientales</i>	Mouret
Charreyre	Mengel	Schæller
<i>Maine-et-Loire</i>	Migot	St-Périer (de)
Bizard	<i>Rhône</i>	Sergent
Couffon	Cholley	Silvestre de Sacy
Gérard	Depéret	Zeil
Péneau	Doncieux	<i>Somme</i>
<i>Manche</i>	Grange	Aufrère
Dalimier	Lacroix (E.)	<i>Tarn-et-Garonne</i>
<i>Marne</i>	Offret	Aubert (Frédéric)
Grenier	Plotton	<i>Var</i>
<i>Meurthe-et-Moselle</i>	Rebours	Morgan (de)
Corroy	Riche	<i>Vaucluse</i>
Ecole des Eaux et F.	Roman	Chatelet
Fallot (Paul)	Russo	<i>Vendée</i>
Gardet	Station viticole	Chartron
Godefroy	Trapier	<i>Vienne</i>
Imbeaux	Tussau	Couégnas
Joly	Voisin	Létang
Salin	<i>Saône-et-Loire</i>	Welsch
Soc. H. F. Pont-à-Mousson	Nugue	<i>Yonne</i>
Thiéry	Rouyer	Houdart
<i>Moselle</i>	<i>Sarthe</i>	Hure (M ^{lle})
Guyot	Bouillèrie (de la)	<i>Algérie</i>
Schlumberger (R. A.)	<i>Savoie</i>	Arambourg
<i>Nièvre</i>	Blondet	Brives
Dasse	Combaz	Dalloni
<i>Nord</i>	Lemoine (E.)	Doumergue
Barrois	Révil	Dussert
Bertrand (Paul)	Roch	Ehrmann
	<i>Seine-Inférieure</i>	Gautier (Félix)
	Davies (Alf.)	Gauthier (E.-F.).
	Fortin	Martin (F.)

Pallary
Savornin

Tunisie

Bédé
Bibl. pub. Tunis
Direct. de l'Elevage
Laborde
Maurin
Solignac

Maroc

Beaugé
Célerier
Cornand
Daguin
Freydenberg
Institut chérifien
Lapin
Lénhardt
Rolland
Serv. des Mines
Société de Géographie
Yovanovitch

Afrique occ. franç.

Miss. perm. Rech.
Hubert (H.)
Mouneyres

Madagascar

Dumas
Brière (M^{lle})

Indochine

Bourret
Colani (M^{lle})
Debeaupuis
Dussault
Patte
Mansuy
Pouyanne

Belgique

Andrimont (R. d')
Anten
Anthoine
Bibl. Louvain
Ecole Mines Hainaut
Cornet
Denayer
Dorlodot (de)
Fourmarier
Lab. géol. univ. Liège
Leriche
Meunier (F.)
Pourbaix
Roux (H.)
Salée (A.)
Stainier

Van den Broeck
Van Straelen

Suisse

Arbenz
Argand
Bärri
Bernet
Bibl. Univ. Bâle
Bonnard
Collet (L. W.)
Déverin
Duparc
Favre (E.)
Gagnebin
Girardin
Jeannet
Joukowski
Lagotala
Lugeon
Mermier
Paréjas
Péterhans
Schardt (H.)
Stehlin

Italie

Dal Piaz
Mattiolo
Portis
Roccati
Rovereto
Sacco
Sangiorgi
Segré
Stefani (de)

Espagne

Bofill y Poch
Cruz y Diaz (E. de la)
Cortazar (de)
Darder i Pericas
Faura i Sans
Ferré et Gomis
Gavala y Laborde
Marcellt
Riba
San Miguel
Serradell-Planella

Portugal

Service géol.
Fleury
Oliveira Machacco
Pereira de Sousa

Grande-Bretagne

Cook (Miss)
Coulthard (Miss)
Davies (Morley)

Geikie (sir)
Reynolds (S. H.).

Pays-Bas

Abendanon
Molengraff
Van Baren

Danemark

Madsen

Allemagne

Gripp-Morand (M^{me})
Le Conte (André)

Tchécoslovaquie

Androusoff
Inst. géol. Univ. Marsaryk
Kettner
Matoušek

Yougoslavie

Mus. géol. Zagreb.
Petkowitz
Salopek
Zujovic

Albanie

Wrathall

Grèce

Ktenas
Négris
Skouphos

Finlande

Ramsay (W.)

Pologne

Bogdanowitch
Cizancourt (de)
Friedberg (de)
Goblott
Inst. géol. Cracovie
Kozlowsky
Kuzniar (W.)
Lewinski
Wójcik.

Roumanie

Inst. géol. Cluj
Johnson (H. E.)
Macovei
Mrazec
Murgoci
Racovitza
Stefanescu (Sabba)
Voïtesti (J. P.)

Russie

Ilovaïsky
Lazareff

Pavlow (A.-W.)
Pavlow (A.-P.)
Vischniakoff
Weber (M^{lle})
Zalesky

Géorgie et Caucase

Djanélidzé
Soc. pétroles Daghestan

Egypte

Ball (J.)
Cuvillier
Jondet
Pachundaki
Palmer
Sadek

Canada

Ami (H.-M.)

Etats-Unis

Berry (E. W.)
Branner
Carnegie Mus.
Dale
Darton
Elvers
Goldman

Harris (G. D.)
Hawxhurst
Hendon
Kelly (F. S.)
Libbey
Ollson
Ritter
Sinclair
Smith (E. R.)
Taber (S.)
Van Winkle (Ms)
Winton (W.-M.)

Cuba

Fernandez
Roig

Mexique

Adkins (W.-S.)
Aguilar Santillan
Burekhart
Semmes

Bolivie

Kozlowsky

Brésil

Betim Pacs Leme
Branner
Scna (da Costa)

Rép. Argentine

Doello-Jurado
Stévenin

Pérou

Bravo
Lisson

Chili

Vénézuela

Hodson
Liddle
Lataste

Afghanistan

Furon

Birmanie

Nassé
Pinfold

Chine

Bouillard

Indes Anglaises

Chowdhry

N^{lle}-Zélande

Marshall (P.)

Indes néerlandaises

Hetzel (W. H.).

Membres de la Société décédés en 1923.

* Membres à vie.

MM.
FICHEUR.
GRAMONT (C^{te} A. de).
HARMER (F. W.).

MM.
SCHMIDT (Carl).
* Roux (J.-L.).

PRINCIPALES ABRÉVIATIONS

Adj.....	Adjoint.
Agr.....	Agrégé.
Anc.....	Ancien.
Arts et Man.....	Arts et manufactures.
Ch. de fer.....	Chemin de fer.
Coll. serv. carte géol....	Collaborateur au service de la carte géologique.
Dr en méd.....	Docteur en médecine.
Dr ès sc.....	Docteur ès sciences.
Ec.....	Ecole.
Fac. des Let.....	Faculté des lettres.
Fac. des Sc.....	Faculté des Sciences.
Gén.....	Général.
Géogr. Phys.....	Géographie phys.
Géol.....	Géologie.
hon.....	honoraire.
Ing.....	Ingénieur.
Insp.....	Inspecteur.
Inst.....	Institut.
Lab.....	Laboratoire.
Lic. ès sc.....	Licencié ès sciences.
Lic. en dr.....	Licencié en droit.
Min.....	Minéralogie.
Museum nat. d'H. N.....	Museum national d'Histoire Naturelle.
Pal.....	Paléontologie.
P. et Ch.....	Ponts et chaussées.
Univ.....	Université.

STATUTS
ET RÈGLEMENT ADMINISTRATIF
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

Revisé dans les séances des 20 novembre et 4 décembre 1871, 22 janvier 1872,
et les séances générales des 22 avril 1918, 12 avril 1920, 25 juin et 17 déc. 1923 ¹.

CHAPITRE PREMIER

CONSTITUTION

Art. 1^{er}. I. — *La Société prend le titre de Société Géologique de France.*

Art. 2. II. — *Son objet est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.*

Art. 3. III. — *Le nombre des membres de la Société est illimité : les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.*

Art. 4. — Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres qui auront signé la présentation, avoir été proclamé dans la séance suivante par le Président, et avoir reçu le diplôme de membre de la Société.

Art. 5. — Le diplôme est signé par le Président, le Secrétaire et le Trésorier, et porte le sceau de la Société.

Le Trésorier ne remet le diplôme qu'après l'acquittement du droit d'entrée².

Art. 6. — La qualité de membre de la Société se perd par la démission ou par la radiation. La démission est portée à la connaissance du Conseil. La radiation est prononcée par le Conseil dans le cas où le membre cesse de payer sa cotisation, après rappels réitérés du Trésorier par lettres recommandées.

Le Conseil peut également prononcer la radiation pour cause d'indignité. L'intéressé pourra en appeler à la Société, réunie en Assemblée générale. Dans cette Assemblée, le vote aura lieu au scrutin secret et la radiation devra être ratifiée à la majorité des deux tiers des membres présents.

Art. 7. — Les articles du Règlement administratif peuvent être modifiés par décision du Conseil et les modifications doivent être approuvées par la Société réunie en Assemblée générale.

1. Les articles en *caractères italiques* sont ceux du Règlement constitutif approuvé par ordonnance du 3 avril 1832. La Société ne peut y apporter de modification que par décret rendu en Conseil d'État. Le numéro en chiffres romains qui se trouve en tête de chacun d'eux est celui de leur série particulière dans les Statuts ou Règlement constitutif.

2. Ce droit d'entrée se confond actuellement avec la cotisation de la première année.

CHAPITRE II

ADMINISTRATION

Art. 8. IV. — *L'Administration de la Société est confiée à un Bureau et à un Conseil dont le Bureau fait essentiellement partie.*

Art. 9. VII. — *Aucun fonctionnaire n'est immédiatement rééligible dans les mêmes fonctions.*

Art. 10. — Le Président sortant ne peut être *immédiatement* élu vice-président.

Art. 11. IX. — *Les membres du Conseil et ceux du Bureau sauf le Président, sont élus à la majorité absolue. Leurs fonctions sont gratuites.*

Art. 12. — L'élection de chaque ordre de fonctionnaires se fait au scrutin secret, sur un seul bulletin, et, s'il est nécessaire, au moyen de trois tours, dont le troisième est de ballottage, et, dans ce cas, à égalité de voix, le plus âgé l'emporte.

CHAPITRE III

BUREAU

Art. 13. V. — *Le Bureau est composé :*
d'un Président ;
de quatre Vice-Présidents ;
de deux Secrétaires ;
de deux Vice-Secrétaires ;
d'un Trésorier ;
d'un Archiviste.

Art. 14. VI. — *Le Président et les Vice-Présidents sont élus pour une année ; les Secrétaires et Vice-Secrétaires pour deux années ; le Trésorier pour trois ans ; l'Archiviste pour quatre ans.*

Art. 15. X. — *Le Président est choisi à la pluralité parmi les quatre Vice-Présidents de l'année précédente.*

Tous les Membres sont appelés à participer à son élection, directement ou par correspondance.

Art. 16. — Pour l'élection du Président, tout membre qui ne peut assister à la réunion électorale doit envoyer au Secrétaire, avant la première séance de janvier, son suffrage individuel, dans un bulletin sous enveloppe cachetée, enfermée elle-même dans une lettre signée de lui.

L'enveloppe contenant le bulletin de vote ne peut être ouverte qu'au moment du dépouillement du scrutin.

Art. 17. — Un des secrétaires est particulièrement élu pour correspondre avec l'Étranger.

Art. 18. — Le Secrétaire pour la France, et à son défaut, le Secrétaire pour l'Étranger, ou l'un des Vice-Secrétaires, rédige les procès-verbaux des séances de la Société et du Conseil et dirige l'impression des publications scientifiques ou administratives de la Société, sous le contrôle des Commissions d'impression (art. 34) dont il fait partie de droit.

Art. 19. — Sous la direction du Président, le Secrétaire pour la France

correspond avec toutes personnes en France pour ce qui concerne les travaux et les affaires de la Société autres que les affaires de finance ; il convoque la Société, le Conseil et les Commissions, prépare les Ordres du jour et veille à l'exécution du Règlement.

Art. 20. — Le Trésorier est chargé du recouvrement des sommes dues à la Société, à quelque titre que ce soit.

Il tient un registre de recettes et de dépenses que tous les membres ont le droit de consulter.

Sa gestion est vérifiée par la Commission de Comptabilité, composée de trois membres nommés chaque année (art. 31), qui présente un Rapport au Conseil dans le premier trimestre de l'année.

Art. 21. — Le Conseil donne au Trésorier tous les pouvoirs nécessaires pour les relations avec toutes les Administrations publiques, Banques ou Sociétés financières.

Art. 22. — L'Archiviste a sous sa direction la Bibliothèque et les Collections dont il tient à jour le catalogue ; d'une manière générale, il a sous sa garde tous les documents appartenant à la Société, sauf ceux dont le Trésorier reste responsable.

CHAPITRE IV

CONSEIL

Art. 23. VIII. — *Le Conseil est formé de douze membres, dont quatre sont remplacés chaque année.* La durée normale du mandat de chaque membre se trouve donc de trois années ; en outre les membres du Bureau font de droit partie du Conseil (art. 8).

Art. 24. — Les membres du Conseil sortant avant l'expiration de la durée de leur mandat ne sont remplacés que pour la durée du temps restant à courir. Cette règle ne s'applique évidemment pas aux membres du Bureau dont la durée du mandat est réglée par les statuts.

Art. 25. — Le Président convoque le Conseil toutes les fois que les affaires de la Société le demandent. Dans tous les cas, il est tenu de le réunir sur l'invitation signée de trois membres du Conseil.

Art. 26. — Les membres du Conseil constatent leur présence à la séance par l'apposition de leur signature sur un registre spécial.

Art. 27. — Le Conseil ne peut prendre de décision que si neuf au moins de ses membres sont présents.

Sur la proposition de trois membres, le vote peut avoir lieu au scrutin secret.

Art. 28. — Sur la demande écrite et signée de vingt membres de la Société, et adressée au Président, il peut être fait appel d'une décision du Conseil. Cet appel sera examiné à une des prochaines séances de la Société, après mention de l'objet de la réclamation inséré aux Comptes rendus sommaires au moins un mois à l'avance.

Art. 29. — Sur la demande de trois membres du Conseil, il peut être fait appel à la Société dans les conditions prévues à l'article précédent des décisions qui n'auraient pas été prises aux deux tiers des votants.

Art. 30. — Les procès-verbaux des séances du Conseil sont transcrits sur

un registre, coté et paraphé par le Secrétaire. Ils sont écrits à la suite, sans aucun blanc ni intervalle, et signés par le Président de la séance et par le Secrétaire qui a tenu la plume. Les renvois doivent être paraphés et les mots rayés approuvés.

Art. 31. — Chaque année, dans sa première séance, le Conseil nomme les membres des diverses Commissions. A savoir :

1^o Deux membres de la Commission du Bulletin (art. 70).

2^o Deux membres de la Commission des Mémoires (art. 78).

3^o Trois membres de la Commission de Comptabilité (art. 20).

4^o Trois membres de la Commission des Archives et de la Bibliothèque (art. 92).

5^o Cinq membres de province de la Commission des Prix (art. 101).

Art. 32. — A toutes ces Commissions, sauf à la Commission de Comptabilité et à la Commission des Prix, sont adjoints de droit : le Président, les Vice-Présidents, les Secrétaires, le Trésorier et l'Archiviste avec voix délibérative et les Vice-Secrétaires avec voix consultative.

Art. 33. — Les membres des Commissions peuvent être pris indistinctement dans la Société ou dans le Conseil.

Art. 34. — Le Conseil vote les subventions accordées sur les fondations (art. 107, 108, 109) et homologue les propositions qui lui sont faites pour l'attribution des Prix de la Société (art. 101).

Art. 35. — Sur le rapport des Commissions compétentes, le Conseil vote l'impression :

1^o Des travaux destinés au Bulletin dont l'importance est supérieure à celle indiquée à l'article 71.

2^o Des Mémoires (art. 77).

Le vote sur chaque mémoire a lieu au scrutin secret.

Un membre du Conseil ne peut assister à la délibération et au vote concernant un travail dont il est l'auteur.

Art. 36. — Le Conseil est appelé à statuer chaque année sur les propositions de Réunion extraordinaire qui lui sont soumises (art. 49).

CHAPITRE V

TENUE DES SÉANCES

Art. 37. XI. — *La Société tient ses séances habituelles, à Paris, de novembre à juillet.*

Art. 38. — La Société se réunit deux fois par mois.

Le tableau des jours et heures de réunion est distribué aux membres de la Société, avant la première séance de l'année.

Art. 39. — La première séance de janvier est consacrée spécialement aux Élections pour le remplacement des membres sortants du Bureau et du Conseil.

Art. 40. — En cas de décès ou de démission de membres du Bureau ou du Conseil, à l'exception du Président, des élections complémentaires peuvent avoir lieu dans le courant de l'année si le Conseil le juge opportun.

Art. 41. — La Société tient une Assemblée générale annuelle dont la date est fixée chaque année.

Cette séance est présidée par le Président ou un Vice-Président de l'année précédente.

Le Président de la séance rappelle les noms et les travaux des membres décédés pendant l'année de sa présidence. Les personnes qui ont été chargées de rédiger des notices sur ces membres en donnent communication.

Après lecture des rapports de la Commission des Prix, ceux-ci sont remis aux lauréats.

Art. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois, par un de ses membres, au Président de la séance.

Art. 43. — La présence du Président ou d'un des Vice-Présidents, assisté d'un des Secrétaires ou Vice-Secrétaires, suffit pour constituer le Bureau à chaque séance.

En cas d'absence du Président et des Vice-Présidents, le Trésorier ou, à son défaut l'Archiviste, occupe le fauteuil, et, en cas d'absence des Secrétaires et des Vice-Secrétaires, le Président du jour désigne un des membres du Conseil pour en remplir les fonctions.

En cas d'absence de tous les membres du Bureau, les fonctions du Président sont remplies par le plus âgé des membres du Conseil ou de la Société présents, et celle de Secrétaire par le plus jeune.

Art. 44. — Chaque séance commence par la lecture du procès-verbal de la séance précédente et de l'ordre du jour.

Le procès-verbal de la séance qui précède les vacances de la Société n'est soumis qu'à l'approbation du Conseil.

Les communications faites par les membres de la Société ont lieu dans l'ordre de leur inscription, et celles des personnes étrangères à la Société après les communications des membres, sauf les cas d'urgence qui sont appréciés par le Bureau.

Art. 45. — Les membres qui ont fait des communications verbales ou pris part aux discussions sont invités à remettre au Secrétaire des notes concises pour la rédaction du procès-verbal.

Art. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des sujets étrangers à la Géologie ou aux sciences qui s'y rattachent.

Art. 47. — Dans les séances ordinaires, il ne peut être question d'aucun objet relatif à l'administration que sur l'initiative du Conseil.

Toutes les observations relatives à l'administration de la Société doivent être adressées par écrit au Président, qui en réfère au Conseil à sa plus prochaine réunion. Si le Conseil le juge utile, la question peut être soumise à la Société suivant la procédure définie à l'article 28.

CHAPITRE VI

RÉUNIONS EXTRAORDINAIRES

Art. 48. XII. — *Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs Séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.*

Un Bureau sera spécialement organisé par les membres présents à ces réunions.

Art. 49. — Le lieu de ces réunions est fixé par la Société sur la proposition du Conseil (art. 36).

Art. 50. — Les procès-verbaux en sont rédigés par le Secrétaire de la session au moyen de notes fournies, avant la séance de rentrée, par les membres qui ont pris la parole dans les séances.

Art. 51. — Les comptes rendus des Réunions extraordinaires ne comprennent pas de mémoires étrangers à la Géologie de la contrée où la session a lieu.

CHAPITRE VII

PUBLICATIONS EN GÉNÉRAL

Art. 52. XIII. — *La Société contribue aux progrès de la Géologie par des publications et par des encouragements.*

Art. 53. XIV. — *Un Bulletin périodique des travaux de la Société est délivré gratuitement à chaque membre.*

Le Bulletin comprend trois parties : la Liste des membres de la Société et les Actes administratifs ; les Comptes rendus sommaires des séances ; le Bulletin proprement dit (Notes et Mémoires)¹.

Art. 54. — La Société publie en outre des Mémoires qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

Art. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

Art. 56. — L'insertion dans les recueils de la Société des travaux présentés par les membres ou éventuellement par des étrangers, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente (art. 69, 77) sauf pour ce qui concerne les Comptes rendus sommaires (art. 63).

Art. 57. — Les membres des Commissions de publication (Bulletin, Mémoires) qui demandent l'impression, dans l'un des recueils de la Société, de travaux dont ils sont les auteurs, ne peuvent prendre part aux votes de ces Commissions qui les concernent.

Art. 58. — Les manuscrits des mémoires déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis qu'à leurs auteurs et aux personnes qu'ils auront autorisées à en prendre communication.

Art. 59. — La Société reçoit les mémoires en langues étrangères encore inédits, et le Conseil en autorise, s'il le juge convenable, la traduction et la publication.

Art. 60. — Un travail en cours d'impression, soit dans le Bulletin, soit dans les Mémoires, ne peut être retiré par son auteur.

Art. 61. — Aucun nom nouveau d'espèce fossile ne peut être inséré dans les publications de la Société s'il n'est accompagné d'une figure et d'une description assez complète pour bien caractériser l'espèce.

Le nom spécifique de tout fossile cité doit être suivi du nom de l'auteur qui a créé l'espèce.

1. La *Bibliographie des Sciences géologiques* publiée avec le concours de la Fédération des Sociétés Françaises de Sciences naturelles est actuellement annexée au *Bulletin*.

CHAPITRE VIII

BULLETIN

I. — *COMPTES RENDUS SOMMAIRES DES SÉANCES*

Art. 62. — Les Comptes rendus sommaires des séances constituent les procès-verbaux des séances et renferment de courtes notes et un abrégé des communications destinées au Bulletin proprement dit, ainsi que les observations qu'elles ont motivées. Les présentations d'ouvrages français et étrangers et les décisions du Conseil d'un intérêt général pour la Société y sont également insérées.

Art. 63. — La rédaction des Comptes rendus sommaires des séances est arrêtée par le Président et les deux Secrétaires. Ils se prononcent sur l'insertion intégrale ou partielle des notes remises par les auteurs¹.

Art. 64. — Dans aucun cas, la publication littéraire et in extenso des notes remises n'est de droit ; les auteurs peuvent indiquer les passages de leurs communications susceptibles d'être supprimés en cas de nécessité. Il est recommandé de ne remettre que des résumés très courts.

Art. 65. — Deux pages peuvent être accordées pour les notes originales ; une page (en petits caractères) pour les réponses et une demi-page (en petits caractères) pour les observations sur une communication quelconque ; une demi-page pour les présentations d'ouvrages imprimés. L'ensemble des notes d'un même auteur, imprimées aux Comptes rendus sommaires, ne peut, dans l'année, dépasser une feuille (16 pages) d'impression.

Art. 66. — Les Comptes rendus sommaires sont imprimés dans le même format que le Bulletin proprement dit et paraissent, autant que possible, avant la séance suivante.

Art. 67. — Après chaque Réunion extraordinaire, il est publié un Compte rendu sommaire rédigé par les soins du Président de la Réunion ; le manuscrit doit en être remis au Secrétariat avant le premier novembre suivant. Il ne doit pas dépasser deux feuilles d'impression.

II. — *BULLETIN PROPREMENT DIT (NOTES ET MÉMOIRES)*

Art. 68. — Le Bulletin proprement dit contient toutes les communications d'ordre scientifique, et, éventuellement d'ordre administratif, trop étendues pour pouvoir être insérées dans les Comptes rendus sommaires des séances.

Art. 69. — La Commission de publication du Bulletin se prononce sur l'insertion intégrale ou partielle, des communications faites à la Société. Elle veille à ce qu'il ne s'y introduise rien d'étranger à l'intérêt de la science.

Art. 70. — Cette Commission, outre les membres de droit (art. 32), comprend six membres. Deux sont élus chaque année par le Conseil, pour une durée de trois ans (art. 31).

1. Pour faciliter le travail et éviter les erreurs, les auteurs sont invités à déposer, à l'issue de chaque séance, un résumé de leurs communications (art. 45). Les membres qui ont pris part à des discussions en cours de séance et qui désirent qu'il en soit fait mention, sont également priés de rédiger ces observations et de les remettre au Secrétariat le jour même ou le lendemain à 14. h au plus tard.

Tout membre sortant ne peut être réélu immédiatement membre de la Commission. Un membre sortant avant l'expiration de son mandat n'est remplacé que pour le temps restant à courir.

Art. 71. — La Commission du Bulletin ne peut accorder à chaque membre que deux feuilles de texte (32 pages) et deux planches pour l'ensemble des publications qu'il fera dans l'année (voir art. 35).

Le Conseil peut, par décision spéciale (art. 35, paragraphe 1^o), autoriser la publication de notes plus longues ou accompagnées de plus de deux planches ¹.

Art. 72. — Les notes ou mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés au Bulletin, doivent être remis au Secrétariat dans la quinzaine qui suit la séance où ils ont été présentés. A défaut de remise dans ce délai, il est passé outre à l'impression du Bulletin et ces communications ou observations prennent un rang de publication postérieur.

Art. 73. — Le manuscrit du fascicule de la Réunion extraordinaire doit être remis au plus tard le 31 décembre.

Art. 74. — Le Bulletin est distribué en fascicules mensuels.

Art. 75. — Les auteurs peuvent faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat, un tirage à part des communications insérées au Bulletin.

L'exercice de cette faculté est soumis aux conditions suivantes :

1^o L'auteur doit en faire la déclaration expresse et par écrit en tête de son manuscrit ou sur les épreuves.

2^o Le texte et la pagination du tirage à part doivent rester entièrement conformes à ceux du Bulletin.

3^o Le tirage à part ne peut être remis à l'auteur qu'après la publication de la partie du Bulletin contenant le mémoire correspondant et il ne peut être mis en vente.

4^o Le titre de la note ne peut être modifié et la note doit porter en tête : Extrait du Bulletin de la Société Géologique de France, etc. La couleur et la disposition typographique de la couverture sont au gré des auteurs.

CHAPITRE IX

MÉMOIRES

Art. 76. — Les Mémoires sont publiés dans le format in-4^o par fascicules. Chaque mémoire forme un fascicule et est mis en vente séparément.

Art. 77. — Le manuscrit (texte et illustrations) de chaque mémoire est d'abord soumis à la Commission des Mémoires qui, après avoir entendu l'auteur, présente un rapport au Conseil.

Art. 78. — Les membres de la Commission des Mémoires, outre les membres de droit (art. 32), sont au nombre de six; deux sont élus chaque année par le Conseil pour une durée de trois ans (art. 31).

Art. 79. — Tout membre sortant ne peut être réélu immédiatement

1. Tout auteur peut, en outre, être autorisé à publier des notes plus longues s'il prend à ses frais les dépenses supplémentaires (Texte, dessins, clichés, frais de planches, etc.).

Les corrections d'auteur et tous les frais qu'elles rendent nécessaires pour la totalité de la note, sont également à la charge des auteurs.

membre de la Commission. Un membre sortant avant l'expiration de son mandat n'est remplacé que pour la durée du temps restant à courir.

Art. 80. — Le prix de souscription est le même pour les membres de la Société et pour le public.

Art. 81. — Le Conseil détermine le prix de vente de chaque fascicule ou volume pour le public.

Les membres de la Société bénéficient d'une réduction de 20 % pour un seul exemplaire.

Art. 82. — L'auteur a droit à vingt exemplaires gratuits. Il est consenti pour les exemplaires qu'il prend en plus une réduction de 50 %. Il ne peut les mettre en vente ¹.

CHAPITRE X

PROPRIÉTÉS, REVENUS ET DÉPENSES

Art. 85. XV. — *La Société forme une Bibliothèque et des Collections.*

Art. 86. XVI. — *Les dons faits à la Société sont inscrits au Bulletin de ses séances avec le nom des donateurs.*

Art. 87. XVII. — *Chaque membre paye : 1° un droit d'entrée ; 2° une cotisation annuelle.*

Le droit d'entrée est fixé à la somme de vingt francs.

Ce droit pourra être augmenté par la suite, mais seulement pour les membres à élire. Ce droit est désormais porté à cinquante francs, mais les membres nouveaux seront dispensés de cotisation la première année ².

La cotisation annuelle est invariablement fixée à trente francs. Toutefois en raison des circonstances actuelles, chaque membre de la Société devra, en outre, payer une somme annuelle de 20 francs ³.

La cotisation annuelle peut, au choix de chaque membre, être remplacée par le versement en capital d'une somme fixée par la Société en Assemblée générale. Cette somme est fixée à mille francs.

Cette somme est portée au compte capital.

Art. 88. — On devient **membre perpétuel** en versant un capital d'au moins 2 000 francs.

Sur la proposition du Conseil, sont inscrits sur la liste des **membres donateurs** les noms des personnes qui augmentent par des dons ou legs les propriétés de la Société.

Art. 89. — Les membres n'ont droit de recevoir que les volumes des années du Bulletin pour lesquelles ils ont payé leur cotisation. Toutefois les volumes correspondant aux années antérieures à leur entrée dans la Société leur sont cédés conformément à un tarif déterminé par le Conseil. Cette dernière disposition est applicable aux anciens membres qui sont réadmis dans la Société.

1. Les articles 83 et 84 n'existent plus.

2. Il est bien entendu que ces membres ont dès la première année tous les droits des membres, y compris le droit au service intégral du Bulletin.

3. Cette somme supplémentaire ne s'applique pas aux membres à vie et aux membres perpétuels.

Art. 90. XVIII. — *La Société règlera annuellement le budget de ses dépenses. Dans la première séance de chaque année, le compte détaillé des recettes et dépenses sera soumis à l'approbation de la Société.*

Ce compte sera publié dans le Bulletin.

La Société donne quitus au trésorier de sa gestion.

Art. 91. XIX. — *En cas de dissolution, tous les membres de la Société sont appelés à décider sur la destination qui sera donnée à ses propriétés.*

CHAPITRE XI

BIBLIOTHÈQUE ET SERVICE DES PRÊTS ¹

Art. 92. — La Bibliothèque est administrée par l'Archiviste, sous le contrôle de la Commission des Archives et de la Bibliothèque (art. 31).

Cette Commission fait son rapport dans le premier trimestre de l'année.

Art. 93. — Le fonds des Périodiques de la Bibliothèque est constitué au moyen d'échanges avec les Comptes rendus sommaires, le Bulletin proprement dit, ou exceptionnellement les Mémoires.

Le Conseil statue sur chaque demande d'échange, après rapport de la Commission des Archives et de la Bibliothèque.

Art. 94. — Les ouvrages conservés dans la Bibliothèque de la Société peuvent être empruntés par les membres aux conditions suivantes :

Art. 95. — Pour être admis à bénéficier du service des prêts, le membre emprunteur devra déposer à la Société une caution fixée par le Conseil ². Cette somme est remboursable au 15 janvier à moins de renouvellement pour la nouvelle année. Le renouvellement se fera par tacite reconduction, à moins que le membre emprunteur ne fasse savoir, avant le 15 janvier, son intention de ne plus bénéficier du service des prêts. Les frais divers (manutention, emballage, port, lettres d'avis, etc.) sont à la charge de l'emprunteur, en sus de la caution, et se règlent chaque année au 31 décembre.

Art. 96. — Les livres ne peuvent être empruntés que pour vingt jours au plus. Ce délai peut exceptionnellement être renouvelé.

Art. 97. — Tous les envois de livres en retour doivent être recommandés. Tout ouvrage qui n'est pas rentré à la date indiquée ou qui a été détérioré peut être immédiatement racheté au moyen de la caution.

Art. 98. — Chaque membre ne peut emprunter à la fois plus de trois brochures, fascicules ou volumes. Pour les envois en province, leur poids total ne doit pas dépasser le poids d'un colis postal.

Art. 99. — Toutefois, ne peuvent être prêtés :

Les traités classiques d'usage courant, les périodiques de l'année courante, les cartes et certains ouvrages rares, périodiques ou non.

1. Les salles de la Bibliothèque sont ouvertes aux seuls Membres de la Société, de 14 heures à 18 heures (Dimanches, Jours fériés et Vacances exceptés).

2. Cette caution est de cent francs.

CHAPITRE XII

PRIX ET FONDATIONS

Art. 100. — Les Prix et Fondations dont la Société dispose, sont : le Prix Viquessel, le Prix Fontannes, le Prix Prestwich, le Prix Gaudry, le Prix Gosselet, le Fonds V^e Fontannes et la Fondation Barotte¹.

Art. 101. — Les Prix sont décernés par une Commission constituée de la manière suivante :

1^o Le Président et les Vice-Présidents pour l'année courante.

2^o Les anciens Présidents de la Société.

3^o Les anciens lauréats des Prix de la Société.

4^o Cinq membres de province désignés par le Conseil dans sa première séance (art. 31).

Art. 102. — La Commission se réunit dans le courant du premier trimestre. Elle est présidée par le Président en exercice ou à son défaut par un des Vice-Présidents. Elle nomme son Secrétaire.

Art. 103. — Dans sa première séance, la Commission discute les titres des candidats proposés. Les membres absents font connaître par correspondance le nom de leur candidat et indiquent les motifs à l'appui.

La Commission dresse ensuite la liste des candidats avec l'indication du nombre de suffrages obtenus par chacun d'eux. Cette liste est adressée à tous ses membres.

Art. 104. — Dans les vingt et un jours qui suivent cette première séance, la Commission se réunit de nouveau pour procéder, sans discussion, au vote qui est secret. Les membres de la Commission, qui ne peuvent pas assister à cette séance, envoient leur vote sous enveloppe fermée.

Art. 105. — Au premier tour de scrutin, les prix ne peuvent être décernés qu'à la majorité absolue. Si, au premier tour de scrutin, aucun des candidats n'a obtenu la majorité absolue, la Commission est convoquée à nouveau dans les vingt et un jours qui suivent, pour procéder à un deuxième tour de scrutin. A ce deuxième tour, l'élection se fait à la majorité relative; en cas d'égalité, la voix du Président est prépondérante.

Art. 106. — Après le vote, la Commission désigne un rapporteur pour chaque prix. Les rapports sont lus à la Séance générale et imprimés dans le Bulletin de la Société. Ils ne doivent pas dépasser six pages d'impression².

Art. 107. — Le Conseil dispose tous les ans des arrérages d'un capital légué par M^{me} V^e Fontannes, pour être affecté sans aucune périodicité prévue à des missions utiles aux progrès des sciences géologiques (Missions C. Fontannes).

Art. 108. — Une caisse de secours, dénommée Fondation Barotte, pour ceux des membres de la Société, des anciens membres ou des veuves ou orphelins d'anciens membres qui se trouvent dans un véritable besoin, est à la disposition du Conseil qui, conformément aux désirs des donateurs, n'est pas obligé de rendre compte de son emploi à la Société.

1. Il faut y ajouter (1922) le fonds de Riaz.

2. Le secrétaire de la Commission doit prévenir d'urgence les rapporteurs désignés.

Art. 109. — « Le Conseil décide, s'il le juge à propos, que les arrérages du legs Frestwich seront accumulés pendant une période n'excédant pas six années, pour être appliqués à une recherche spéciale portant sur la stratigraphie ou la géologie physique, ladite recherche devant être poursuivie, soit par une seule personne, soit par une Commission. A défaut d'un tel objet il peut laisser s'accumuler pendant trois ou six ans les mêmes arrérages pour les affecter à tel but qu'il juge utile ».

PRIX ET FONDATIONS

Prix Viquesnel. Fondé en 1875, par M^{me} Viquesnel (*B. S. G. F.*, 1875-76, p. 56).

Destiné à l'*encouragement des études géologiques*, ce prix est décerné par la *Commission des Prix*, tous les *deux ans* (années paires), à « l'auteur d'un travail publié soit dans le Bulletin, soit dans les Mémoires ». Le Lauréat, sans distinction de nationalité, doit être membre de la Société.

Le prix Viquesnel consiste en une *médaille d'argent* et en une somme d'environ 600 francs.

Prix Fontannes. Fondé en 1888, par un legs de F. Fontannes.

Destiné à récompenser l'*auteur français* du meilleur travail *stratigraphique* publié pendant les *cinq* dernières années, ce prix est décerné par la *Commission des Prix*, tous les *deux ans* (années impaires).

Le prix Fontannes (environ 1 250 fr.) consiste en une *médaille d'or* et le restant disponible des arrérages du legs.

Prix Prestwich. Fondé en 1902 par un legs de sir Joseph Prestwich.

Conformément aux volontés du testateur, ce prix doit être accordé à « *un ou plusieurs* géologues, *hommes ou femmes* , de nationalité quelconque, *membres ou non* de la Société Géologique de France, qui se sont signalés par leur zèle pour le progrès des sciences géologiques. Les lauréats devront être choisis, autant que possible, de telle sorte que le prix puisse être considéré par eux comme un encouragement à de nouvelles recherches ».

Ce prix est décerné par la *Commission des Prix*, tous les *trois ans*.

Le prix Prestwich (environ 1 000 fr.) consiste en une *médaille d'or* et le restant disponible des arrérages du legs. La médaille n'est pas nécessairement attribuée à la même personne que la somme d'argent ; le titre de lauréat n'appartient qu'au titulaire de la médaille.

En conformité avec les intentions du testateur, « il est loisible au Conseil de décider que les arrérages du legs seront accumulés, pendant une période n'excédant pas six années, pour être appliqués à une recherche spéciale portant sur la stratigraphie ou la géologie physique, ladite recherche devant être poursuivie, soit par une seule personne, soit par une commission. Faute d'un tel

objet, les arrérages peuvent être accumulés pendant trois ou six ans, selon que le Conseil en décide, et être employés à tel but qu'il juge utile » (art. 109).

Prix Gaudry. Fondé en 1910 par un legs d'Albert Gaudry..

Conformément aux volontés du testateur « les revenus de la somme léguée serviront tous les ans à donner une *médaille d'or*, sous le nom de médaille Albert Gaudry, à un paléontologiste ou à un géologue français ou étranger. Le restant de la somme qui n'aura pas été employé pour la médaille sera attribué chaque année à un savant ayant besoin d'être aidé dans ses études ».

Ce prix est décerné par la *Commission des Prix, tous les ans*.

Prix Gosselet. Fondé en 1910 par Gosselet, avec le montant du Prix Danton qui lui avait été décerné par la Société. Ce dernier prix provenait d'un legs spécial de M. Danton et avait été attribué, sur sa demande, en une seule fois. Suivant le vœu de Gosselet, il est décerné « à des travaux de *Géologie appliquée*, conformément au désir de M. Danton ».

Ce prix est décerné par la *Commission des Prix, tous les cinq ans*.

Le prix Gosselet consiste en une *médaille d'argent* et en une somme d'environ 500 francs.

Missions C. Fontannes. M^{me} Veuve Fontannes a légué à la Société un capital dont les arrérages (environ 1 200 francs) sont tous les ans mis à la *disposition du Conseil de la Société*, pour être affectés, *sans aucune périodicité* prévue, à des *missions utiles aux progrès des sciences géologiques* (art. 107).

Les candidats doivent adresser à la Société, au commencement de l'année, une demande justifiée, accompagnée de tous les documents susceptibles d'éclairer le jugement du Conseil.

Fondation de Riaz. Créée en 1921, par un legs de M. Auguste de Riaz ainsi conçu : « Je lègue à la Société géologique de France, la somme de vingt mille francs, dont les arrérages serviront à accorder tous les trois ans une bourse de voyage et d'études ».

Fondation Barotte et fonds de secours. Les fonds de secours se composent des sommes provenant :

1° du legs de M. Barotte (1878) ; 2° d'une donation anonyme reçue en 1895 ; 3° du reliquat de la souscription destinée à couvrir les dépenses du Congrès Géologique International de 1900 ; 4° des reliquats des Prix non distribués.

Ils constituent « une caisse de secours pour ceux des membres de la Société, des anciens membres ou des veuves ou orphelins d'anciens membres qui se trouvent dans un véritable besoin. L'emploi en est *entièrement à la disposition du Conseil*, qui n'est pas obligé d'en rendre compte à la Société » (art. 108).

RECONNAISSANCE
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830

comme Établissement d'Utilité Publique et approbation des Statuts.

Extrait du *Bulletin des lois*, IX^e série, n^o 155, 2^e partie : Ordonnances. —
1^{re} section. — P. 553.

N^o 4152. — *ORDONNANCE DU ROI qui reconnaît la Société géologique comme Établissement d'utilité publique, et approuve le Règlement de cette société.*

Au palais des Tuileries, le 3 Avril 1832.

LOUIS-PHILIPPE, ROI DES FRANÇAIS, à tous présents et à venir, SALUT.

Sur le Rapport de notre ministre secrétaire d'état au département du commerce et des travaux publics ;

Notre Conseil d'état entendu,

NOUS AVONS ORDONNÉ et ORDONNONS ce qui suit :

ART. 1^{er}. Le règlement joint à la présente ordonnance de la société géologique établie à Paris est approuvé, et ladite société reconnue comme établissement d'utilité publique.

2. La Société géologique est déclarée apte à posséder, acquérir, aliéner, recevoir des donations et legs, après en avoir reçu l'autorisation, conformément aux dispositions de l'article 910 du Code civil.

3. Notre ministre secrétaire d'état du commerce et des travaux publics est chargé de l'exécution de la présente ordonnance, qui sera insérée au Bulletin des lois.

Signé : LOUIS-PHILIPPE.

Par le Roi : *Le Pair de France, Ministre Secrétaire d'état au département du commerce et des travaux publics.*

Signé : C^{te} D'ARGOUT.

RÈGLEMENT CONSTITUTIF OU STATUTS

joints à l'ordonnance du 3 avril 1832 (*Bull. des lois*, n° 155,
 2^e partie, *Ordonnances*, p. 554-555).

ARTICLE I^{er}. *La Société prend le titre de Société géologique de France.*

ART. II. *Son objet est de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les arts industriels et l'agriculture.*

ART. III. *Le nombre des membres de la Société est illimité.
 Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie.
 Il n'existe aucune distinction entre les membres.*

ART. IV. *L'administration de la Société est confiée à un Bureau et à un Conseil, dont le Bureau fait essentiellement partie.*

ART. V. *Le Bureau est composé : d'un président, de quatre vice-présidents, de deux secrétaires, de deux vice-secrétaires, d'un trésorier, d'un archiviste.*

ART. VI. *Le président et les vice-présidents sont élus pour une année ;
 Les secrétaires et vice-secrétaires, pour deux années ;
 Le trésorier, pour trois ans ;
 L'archiviste, pour quatre ans.*

ART. VII. *Aucun fonctionnaire n'est immédiatement rééligible dans les mêmes fonctions.*

ART. VIII. *Le Conseil est formé de douze membres, dont quatre sont remplacés chaque année.*

ART. IX. *Les membres du Conseil et ceux du Bureau, sauf le président, sont élus à la majorité absolue.
 Leurs fonctions sont gratuites.*

ART. X. *Le président est choisi à la pluralité parmi les quatre vice-présidents de l'année précédente.
 Tous les membres sont appelés à participer à son élection directement ou par correspondance.*

ART. XI. *La Société tient ses séances habituelles à Paris, de novembre à juillet.*

ART. XII. *Chaque année de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un des points de la France qui aura été préalablement déterminé.*

Un Bureau sera spécialement organisé par les membres présents à ces réunions.

ART. XIII. *La Société contribue aux progrès de la Géologie par des publications et par des encouragemens.*

ART. XIV. *Un Bulletin périodique des travaux de la Société est délivré gratuitement à chaque membre.*

ART. XV. *La Société forme une bibliothèque et des collections.*

ART. XVI. *Les dons faits à la Société sont inscrits au Bulletin de ses séances avec le nom des donateurs.*

ART. XVII. *Chaque membre paie : 1^o un droit d'entrée ; 2^o une cotisation annuelle.*

*Le droit d'entrée est fixé à la somme de vingt francs.
 Ce droit pourra être augmenté par la suite, mais seulement pour les membres à élire.*

La cotisation annuelle est invariablement fixée à trente francs.

La cotisation annuelle peut, au choix de chaque membre, être remplacée par une somme de 300 francs une fois payée¹.

ART. XVIII. *La Société réglera annuellement le budget de ses dépenses.*

Dans la première séance de chaque année, le compte détaillé des recettes et dépenses de l'année sera soumis à l'approbation de la Société.

Ce compte sera publié dans le Bulletin.

ART. XIX. *En cas de dissolution, tous les membres de la Société sont appelés à décider sur la destination qui sera donnée à ses propriétés.*

1. Voir ci-après le décret du 12 décembre 1873.

DÉCRET

qui autorise la modification du paragraphe 5 de l'article XVII
du règlement constitutif.

LE PRÉSIDENT DE LA RÉPUBLIQUE FRANÇAISE,

Sur le rapport du Ministre de l'Instruction publique, des Cultes et des Beaux-Arts.

Vu la délibération de la Société géologique de France, en date du 20 novembre 1871 ;

Vu la demande formée par cette Société à l'effet d'être autorisée à modifier le paragraphe 5 de l'article 17 de son règlement constitutif ;

Le Conseil d'État entendu,

DÉCHÈTE :

ARTICLE 1^{er}. La Société géologique de France est autorisée à remplacer le paragraphe 5 de l'article 17 de son Règlement constitutif ainsi conçu : « La cotisation annuelle peut, au choix de chaque membre, être remplacée par une somme de trois cents francs une fois payée », par le suivant : « La cotisation annuelle peut, au choix de chaque membre, être remplacée par le versement en capital d'une somme fixée par la Société en Assemblée générale. »

ART. 2. Le Ministre de l'Instruction publique, des Cultes et des Beaux-Arts est chargé de l'exécution du présent décret.

Fait à Versailles, le 12 décembre 1873.

Signé : M^{al} DE MAC-MAHON

Par le Président de la République,

Le Ministre de l'Instruction publique, des Cultes et des Beaux-Arts.

Signé : B. DE FOURTOU.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1924

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES PRÉLIMINAIRES SUR LA GÉOLOGIE DE L'EST DE L'AFGHANISTAN (L'HINDOU-KOUCH : RÉGIONS NORD ET SUD).

PAR **Raymond Furon** ¹.

I

NORD DE L'HINDOU-KOUCH.

Nous diviserons la région nord de l'Hindou-Kouch en deux parties : la région de Saïghan et de Kamard et la vallée de l'Inderab.

La région de Saïghan et de Kamard commence au col de Ak-Robat, comprend le massif montagneux qui forme l'extrémité ouest de l'Hindou-Kouch et peut se terminer après Tala-o-Barfak, à Dochi, sur le Surkh-Ab.

De Bamian à Kamard, on traverse deux cols importants : le col d'Ak-Robat (3600 m.) entre Bamian et Saïghan et le col du Dendan-Shikan (2700 m.) entre Saïghan et Kamard.

La vallée de l'Inderab forme une unité géologique et géographique bien nette. L'Inderab prend sa source au col de Khavak et coule de l'Est à l'Ouest pendant 120 km. ; il rencontre alors le Surkh-Ab avec lequel il forme le Koundouz qui se dirige vers le Nord et l'Amou-Daria.

LA RÉGION DE SAÏGHAN ET DE KAMARD. — *Primaire*. — Les calcaires à Fusulines permo-carbonifères sont visibles au Sud du col de Ak-Robat, puis après Soukhté-Tchinar, en discordance sur des quartzites et des schistes graphitiques probablement pré-dévonien. Les calcaires à Fusulines invisibles aux environs de Kamard, réapparaissent sur la rive gauche du Surkh-Ab.

Jurassique. — Le Jurassique de toute cette région est extrêmement intéressant. Il est surtout bien visible dans la vallée du Surkh-Ab. Il débute par une puissante série volcanique reposant sur les calcaires permo-carbonifères. Ces couches de cendres, de lapilli, etc., ont parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

1. Notes présentées aux séances du 19 novembre et du 17 décembre 1923.

Au-dessus, viennent des argiles et des calcaires schisteux gris et verts, alternant avec quelques lits de roches volcaniques. Ces calcaires contiennent de nombreuses empreintes de végétaux fossiles.

Les dépôts à végétaux sont visibles aux environs de Saïghan et surtout dans la vallée du Surkh-Ab. Au Kotal-i-Khali et à Dou-Ab-Mekhzarin particulièrement, toute la série est visible, depuis la série volcanique jusqu'au Crétacé inférieur qui s'y superpose en légère discordance.

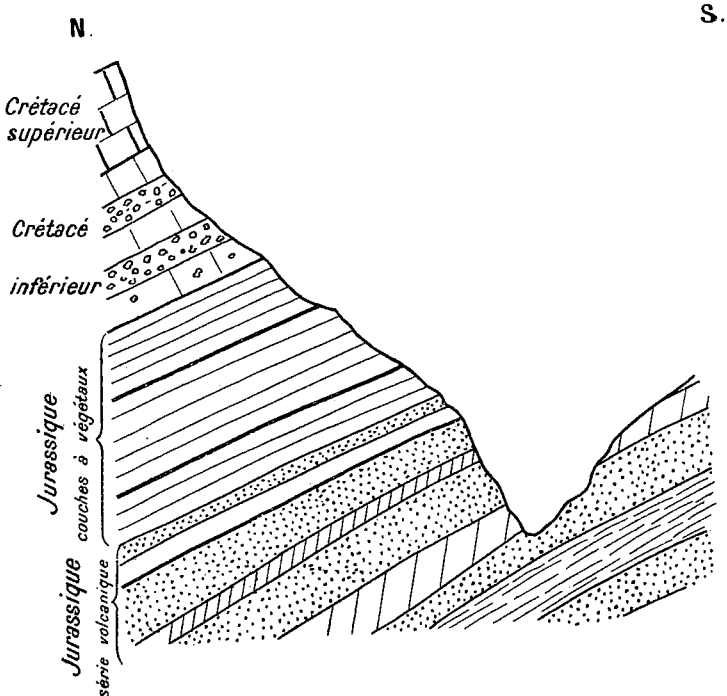


FIG. 1. — LE JURASSIQUE AVANT DOU-AB-MEKHZARIN.

Crétacé. — Le Crétacé inférieur est représenté par les mêmes grès et conglomérats rouges qu'au Sud de l'Hindou-Kouch. Le Crétacé supérieur, constitué par de puissants calcaires, a une épaisseur considérable; il est très plissé. On le trouve dans la vallée de Saïghan et il forme le col du Dendan-Shikan. La même dalle crétacée constitue tout le versant nord de ce col.

La rivière de Kamard coule de l'Ouest à l'Est, le long d'un synclinal.

Gryphæa vesicularis LAMK. est assez fréquente dans les couches supérieures du Crétacé de Saïghan.

Tertiaire. — Le Tertiaire de cette région est assez varié. Dans la vallée de Saïghan, on retrouve toujours les sables et les conglomérats déjà signalés au Sud de l'Hindou-Kouch, mais en haut du col du Dendan-Shikan, on trouve fréquemment des bancs horizontaux de travertins à végétaux.

A Kamard, le Tertiaire repose en discordance sur le Crétacé. Ce sont de puissantes assises de marnes et d'argiles alternative-

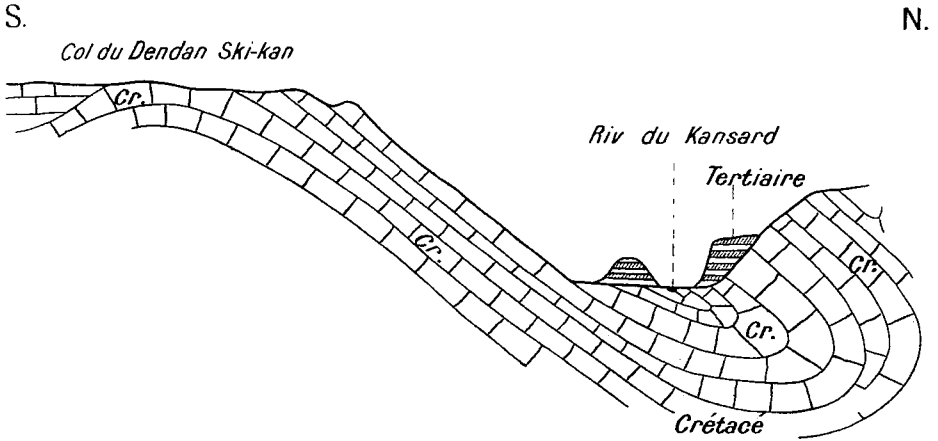


FIG. 2. — COUPE A TRAVES LA VALLÉE DE KAMARD.

ment rouges et vertes. Elles sont recouvertes par des conglomérats.

Serpentine. — Il y a de grandes masses de serpentine au col de Ak-Robat.

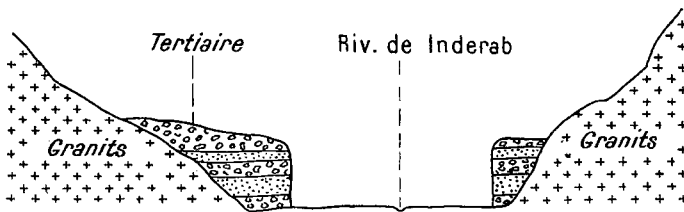


FIG. 3. — COUPE A TRAVES LA VALLÉE DE L'INDERAB.

Granite. — Un massif granitique est visible au Nord du col d'Ak-Robat, aux environs de Soukhté-Tehinar.

LA VALLÉE DE L'INDERAB. — Cette région est essentiellement granitique.

Granite. — Les granites occupent les deux versants de la val-

lée, assez loin au Nord et jusqu'aux sommets de l'Hindou-Kouch, au Sud.

Primaire. — Les seules traces de roches sédimentaires anciennes sont des lentilles de schistes très métamorphisés, incluses dans les granites aux environs de Samandan et du col de Khavak.

N.E.

S.W.

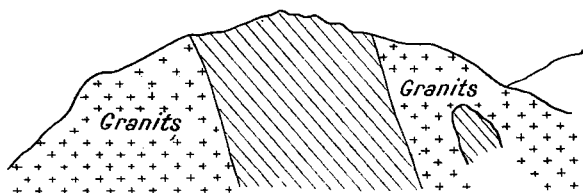


FIG. 4. — GRANITE ET SCHISTES DANS LA HAUTE VALLÉE DE L'INDERAB.

Secondaire. — Le Secondaire n'est pas visible dans la vallée.

Tertiaire. — De place en place, le Tertiaire occupe les pentes. Ce sont surtout des sables, surmontés de conglomérats.

Serpentine. — Un énorme massif de serpentine est visible de Dochi à Khindjan.

II

SUD DE L'HINDOU-KOUCH.

On peut étudier la partie Sud de l'Hindou-Kouch en la divisant en trois régions naturelles : la vallée du Panjshir, la vallée du Ghorbend et la région de Bamian.

La vallée du Panjshir s'étend du col de Khavak (3 600 m.) jusqu'à Djebel-us-Seradj et Laghman. Cette rivière coule longtemps du Nord Est au Sud Ouest, entre le Nouristan et l'Hindou-Kouch, puis tourne brusquement au Sud et rejoint le Kaboul dans la région de Laghman.

La rivière du Ghorbend prend sa source aux environs du col de Shibar (3 200 m.), coule de l'Ouest à l'Est jusqu'aux environs de Djebel-us-Seradj, oblique au Sud et se jette dans le Panjshir.

Ces deux rivières semblent bien couler suivant une immense faille qui longerait entièrement l'Hindou-Kouch. La rive gauche du Panjshir et le Nouristan restent inconnus, mais il est certain que la constitution des monts de Paghman n'est pas la même que celle de l'Hindou-Kouch dont ils ne sont séparés que par l'étroite vallée du Ghorbend.

La région de Bamian est très circonscrite. Elle s'étend du col d'Ak-Robat (3 600 m.) au col de Shibar et est limitée au Sud

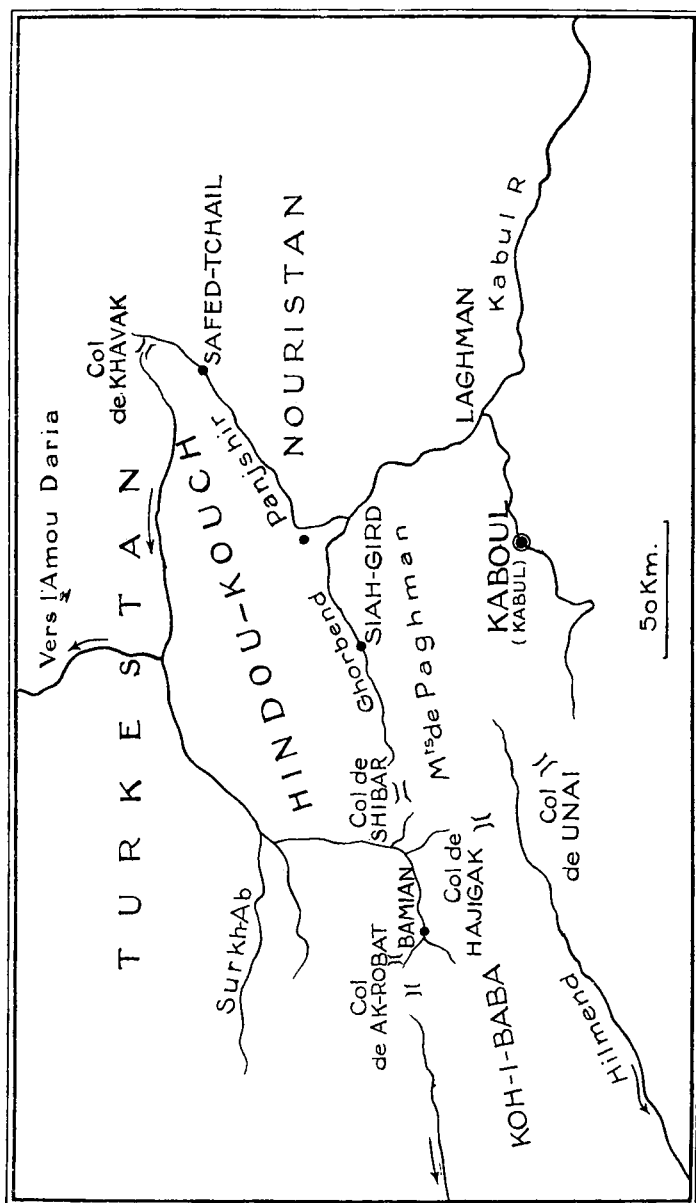


FIG. 5. — CROQUIS DE LA RÉGION DE L'HINDOU-KOUCH.

par le massif du Koh-i-Baba. Ce massif est complètement indépendant de l'Hindou-Kouch au point de vue géographique. La

rivière de Bamian qui prend sa source non loin de ce village coule de l'Ouest à l'Est, puis au Nord et se jette dans le Surkh-Ab, affluent de l'Amou-Daria ¹.

1° LA VALLÉE DU GHORBEND. — Prédévonien. — En venant de Kaboul et Tcharikar, on pénètre dans la vallée du Ghorbend par une passe étroite creusée dans des roches anciennes : gneiss, micaschistes et schistes parfois graphitiques. Toutes ces roches sont azoïques, mais on peut cependant les dater relativement aux couches supérieures.

Dévonien et Carbonifère inférieur. — Au-dessus des gneiss et micaschistes précédents, on peut voir depuis Djebel-us-Seradj jusqu'à Siah-Gird, un calcaire rouge à hématite. Ce calcaire cristallin constitue un niveau facile à suivre dans cette région. Il est surmonté de calcaires cristallins et de schistes non fossilifères dans cette région. On peut cependant donner un âge à cette formation, car elle se retrouve dans le massif du Koh-i-Baba, au Sud Ouest. Là, H. H. Hayden qui visita cette région, il y a

W.

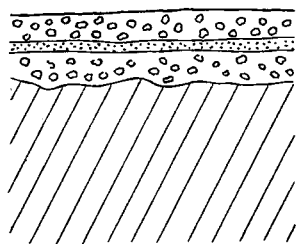


FIG. 6. — LES CONGLOMÉRATS TERTIAIRES EN DISCORDANCE SUR LES SCHISTES PRÉDÉVONIENS, AVANT BURJ-I-GOULDJAN.

E.

quinze ans environ, trouva un niveau fossilifère au pied du col de Hajigak. Il y avait surtout des Brachiopodes : *Spirifer Verneuili* MURCH., *Strophalosia* sp. et *Rhynchonella* sp., M. R. Cowper Reed qui a particulièrement étudié les fossiles recueillis à Hajigak estime que les calcaires inférieurs appartiennent au Dévonien supérieur, tandis que les calcaires supérieurs seraient carbonifères.

Carbonifère supérieur et permien.

— Aux calcaires et schistes du Carbonifère inférieur succèdent bien visibles dans la région de Siah-Gird, des calcaires gris cristallins, faillés, avec nombreuses veines de calcite. Ces calcaires ne sont pas fossilifères dans la vallée du Ghorbend, mais ils le deviennent plus loin à l'Ouest du col de Shibar où j'ai pu recueillir en quantité *Fusulina* et *Neoschwagerina*.

Jurassique. — Le Jurassique n'est pas du tout représenté dans la région du Ghorbend, tant dans l'Hindou-Kouch que dans les Monts de Paghman.

¹ Il y a une erreur sur la carte au 1 000 000° du Service géographique de l'Armée, 1901, où l'auteur fait franchir à une rivière coulant de l'Est à l'Ouest, un col de 3 000 m. Cette rivière coule de l'Ouest à l'Est.

Crétacé. — Le Crétacé comporte deux séries très distinctes.

Le Crétacé inférieur est composé de conglomérats et de grès rouges très compacts. Ces couches ne contiennent pas de fossiles, mais en Perse à Meshed, M. Griesbach a trouvé *Terebratula sella* Sow., dans les couches immédiatement inférieures. Ces grès et conglomérats à teinte rouge se continuent à travers

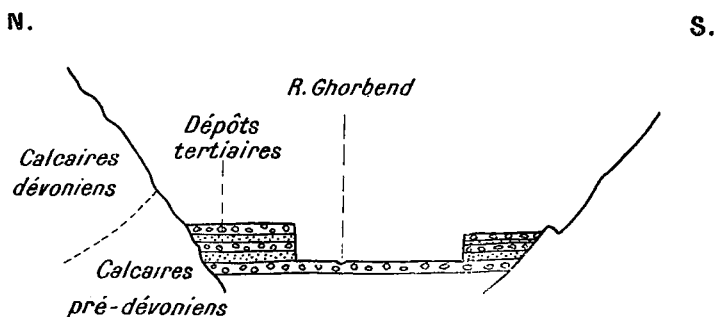


FIG. 7. — COUPE THÉORIQUE À TRAVERS LA VALLÉE DU GHORBEND, AVANT SIAH-GIRD.

tout l'Afghanistan et M. Griesbach avait donné le nom de « Red Grit Group » à ses séries de Meshed.

Le Crétacé supérieur n'est pas visible dans la vallée du Ghorbend.

Tertiaire. — Le Tertiaire occupe fréquemment les vallées. La rivière s'y est creusé un lit entre deux falaises.

Ce Tertiaire est essentiellement composé de sables, de marnes, de grès et de conglomérats te ressemble le plus souvent au E.

Tertiaire de la région de Kaboul. Ces dépôts importants, qui de loin, paraissent horizontaux, se sont déposés à deux époques différentes. Une couche supérieure horizontale de conglomérats argileux et jaunes repose en discordance très sensible sur une couche plus ancienne, formée à la partie supérieure par des conglomérats gris.

Roches éruptives. — Les granites constituent toute la partie centrale du massif de l'Hindou-Kouch.

2° LA RÉGION DE BAMIAN. — *Anthracolithique.* — Le col de Shibar (3200 m.) est situé dans les calcaires à Fusulines per-

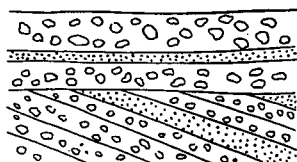


FIG. 8. — LES CONGLOMÉRATS TER-TIAIRES DANS LA VALLÉE DU GHORBEND.

miens. Avant d'arriver à Shumboul, ces calcaires sont très fossilifères et j'y ai recueilli en abondance *Fusulina* et *Neoschwagerina*. Ces calcaires forment une assise importante dans la région de Bamian; ils sont très plissés et faillés et les venues de granite y sont fréquentes.

Jurassique. — Dans cette région apparaissent pour la première fois des calcaires gris-bleus, situés entre le Permien à Fusulines et les conglomérats rouges crétacés. Ces calcaires contiennent des plantes assez bien conservées et constituent un faciès continental du Jurassique. Au Nord de l'Hindou-Kouch, ces calcaires à végétaux sont séparés du Permien par une puissante série volcanique.

Crétacé. — Le Crétacé de la région de Bamian comprend à la base les grès et les conglomérats rouges non fossilifères. Ils reposent en discordance sur les calcaires à végétaux jurassiques. Ces roches rouges donnent au pays un aspect tout particulier, surtout entre Topchi et Bamian.

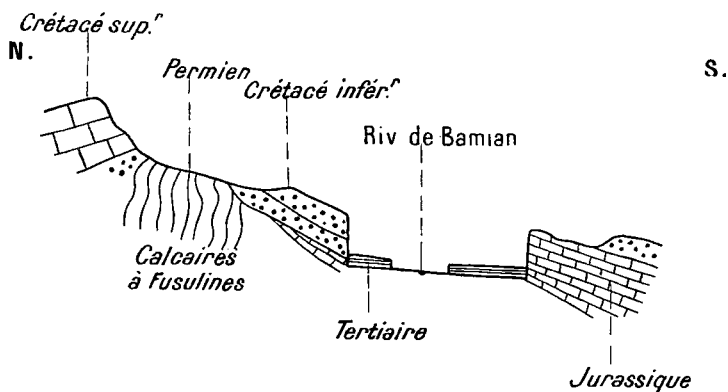


FIG. 9. — COUPE THÉORIQUE A TRAVERS LA VALLÉE DE BAMIAN.

Au-dessus et en discordance, les calcaires du Crétacé supérieur nettement transgressif, ont une grande importance topographique. Leur épaisseur peut dépasser 1 000 m. et ils forment les plateaux s'étendant vers le Nord. C'est une suite de plis plus ou moins couchés, allongés EW, avec failles nombreuses. Les rivières se dirigeant vers le Nord traversent les anticlinaux par des cluses, remarquables au Nord.

Les calcaires supérieurs renferment *Gryphæa vesicularis* LAMK.

Tertiaire. — Le Tertiaire de la région de Bamian est très semblable à celui du Ghorbend, se composant de sables, grès, calcaires et de conglomérats à la partie supérieure.

Granite. — Les granites de l'Hindou-Kouch forment les sommets au Nord de la vallée.

Serpentine. — D'importants massifs de serpentine sont visibles entre Shumboul et Topchi ainsi qu'au col d'Ak-Robat.

LA VALLÉE DU PANJSHIR. — *Prédevonien.* — Des schistes noirs et graphitiques forment des séries puissantes et non fossilifères

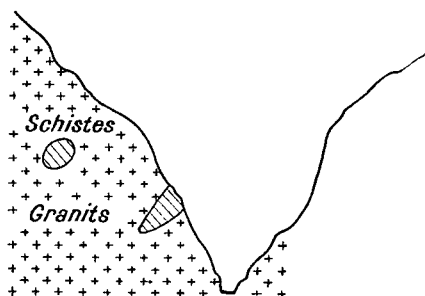


FIG. 10. — Coupe théorique à travers la haute vallée du Panjshir.

entre Safed-Tchail et Bazar-Ak. Ils sont accompagnés de mica-schistes et de quartzites. Leur épaisseur apparaît comme considérable, mais ils sont très plissés du SE vers le NW.

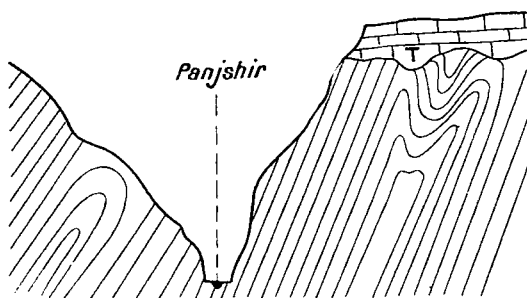


FIG. 11. — LES TRAVERTINS TERTIAIRES AVANT DOU-AB.

Dévonien et anthracolithique. — La haute vallée est creusée dans les granites de l'Hindou-Kouch. Ces granites contiennent des enclaves de schistes. En descendant la vallée, ces schistes deviennent plus fréquents, puis on les trouve associés à des calcaires cristallins qui surmontent les calcaires à hématite dévoniens. Ces calcaires rouges à hématite se continuent tout le long de la vallée du Panjshir jusqu'à Djebel-us-Seradj.

Jurassique et Crétacé. — Ne semblent pas exister sur la rive droite de la rivière.

Tertiaire. — Le Tertiaire du Panjshir est souvent constitué par des conglomérats et des sables, mais parfois par des travertins horizontaux. Ces travertins, qui ont parfois 50 m. d'épaisseur, sont surtout visibles dans le Nord où ils reposent sur les calcaires permien.

Roches éruptives. — Les granites de l'Hindou-Kouch occupent souvent la vallée du Panjshir, particulièrement à Safed-Tchail et Bazar-Ak¹.

1. *Erratum aux figures.*

FIG. 2, *lire* : col de Dendan-Shikan au lieu de Ski-kan : Riv. de Kamard au lieu de Kansard.

FIG. 3, 4, 10, *lire* : granites au lieu de granits.



SUR UN ACTINOCRINIDÉ DE LA COLLECTION MARCOU AU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE.

PAR M. M. Collignon¹.

Parmi les fossiles provenant de la Collection Marcou au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris se trouve un bel exemplaire de Crinoïde non déterminé et qu'accompagnent les seules indications suivantes : « fossile du Dyas supérieur² de William Cañon, dans le Magnesian Limestone. Très rare. Maniton. Colorado. 27 août 1878. »

Grâce à l'obligeance de MM. Boule et Cottreau, j'ai pu en faire l'étude et j'ai été amené à la diagnose suivante :

I. DESCRIPTION DU CRINOÏDE. — Calice ovoïde. A la base, 3 B. dessinant un hexagone; 5 des côtés de cet hexagone portent

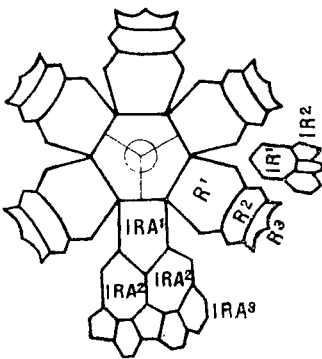


FIG. 1. — *Actinocrinus Marcoui* n. sp. Développement du calice.

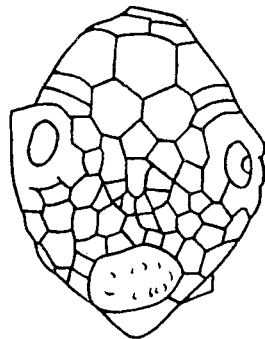


FIG. 2. — *Actinocrinus Marcoui* n. sp. vu de côté par l'interradius anal.

une très grande et très haute R_1 , hexagonale ; chaque R_1 est surmontée d'une R_2 , également hexagonale, aussi large que R_1 , mais beaucoup moins haute — les $\frac{1}{3}$ environ — ; sur chaque R_2 , une R_3 axillaire aussi large que R_1 et R_2 , mais extrêmement basse, pentagonale.

1. Note présentée à la séance du 3 décembre 1923.

Travail effectué au laboratoire de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle.

2. On connaît l'extension donnée par Marcou à son « Dyas » ; il s'agit ici sans aucun doute du Carbonifère. Cf. Girty : The carboniferous formations and faunas of Colorado. *Papers of the U. S. Geol. Survey*. 1903. Geological map of Colorado, by Hayden 1877.

Interradius anal descendant jusqu'au contact des Basales : IRA_1 pentagonale, comprise entre 2 R_1 et les Basales, surmontée de 2 IR^1 octogonales. La 3^e rangée de l'interradius anal comprend 5 petites plaquettes irrégulières.

Dans les autres interradius, une seule IR entre les R_2 , surmontée de 3 petites plaquettes irrégulières.

Opercule formé d'un grand nombre de plaquettes inégales, en général petites. Il se termine à la partie supérieure par une couronne de 6 plaquettes hexagonales portant au centre un piquant dont la base seule subsiste. Au centre de cette couronne de plaquettes, une très forte plaque hexagonale surmontée d'un piquant épais plus large que haut. Cette couronne de plaquettes est d'ailleurs interrompue par le proboscis, dont la base atteint la plaque hexagonale centrale.

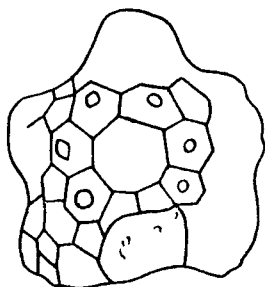


FIG. 3. — *Actinocrinus Marcoui* n. sp., vu par l'opercule montrant la couronne de plaquettes munies de piquants et la base du piquant central.

Toutes les plaquettes sont très épaisses et ont leur surface assez finement chagrinée.

Anus sur un proboscis, dans l'interradius anal. 5 Bras.

Bras et Proboscis inconnus.

II. AFFINITÉS. — Ce Crinoïde présente les caractères des individus appartenant à la famille des Actinocrinidés.

Cependant, il ne paraît rentrer dans aucun des genres contenus dans cette famille, tels que les définissent Wachsmuth et Springer (*The North American Crinoidea Camerata*) et Zittel (*Traité de Paléontologie*, I, p. 371 sqq.).

A. Tout d'abord, il peut, à première vue, être confondu avec un Crinoïde de la famille des Mélocrinidés à cause de son aspect extérieur rappelant de très près *Melocrinus Roëmeri* M. et W., et à cause de ses plaquettes planes et finement chagrinées ; cependant il s'en éloigne par l'agencement général des plaquettes qui est celui d'*Actinocrinus*, à cela près que notre échantillon a moins de plaquettes dans l'interradius anal.

B. Comme chez tous les Actinocrinidés, IRA_1 atteint les Basales en descendant entre les R_1 ; il n'y a que 3 B, et il y a $5 \times 3 R$.

C. Comme plusieurs sous-genres d'Actinocrinidés, il a un proboscis (comme *Batocrinus*), mais celui de notre échantillon est excentrique.

D. Il se rapproche d'*Amphoracrinus* et des sous-genres

d'*Amphoracrinus* par l'excentricité de l'ouverture anale — ici sur un proboscis — et en particulier par la présence de piquants comme chez *Dorycrinus* M. et W. et surtout tout à fait analogues à ceux de *Agaricocrinus brevis* HALL. (sous-genre à base concave d'*Amphoracrinus* ; cf. Wachsmuth and Springer, plate XXXVIII).

III. CONCLUSION. — Ce Crinoïde, qui présente les caractères de la famille des Actinocrinidés, et qui possède certains caractères communs aux genres *Actinocrinus* MILL. et *Amphoracrinus* AUSTIN. (plus spécialement à des sous-genres de ces deux groupes. *Balocrinus* CASSEDAY. *Eretmocrinus* LYON et CASS. *Dorycrinus* RIEMER. *Agaricocrinus* TROOST) nous paraît constituer un intermédiaire entre *Actinocrinus* et *Amphoracrinus* ; plus exactement, ce serait une *forme nouvelle, synthétique*, puisqu'elle renferme tant de caractères communs à des représentants de cette famille.

— Nous croyons utile, néanmoins de lui conserver la désignation générique d'*Actinocrinus* et nous proposons pour ce Crinoïde le nom de *Actinocrinus Marcoui*.

LA TECTONIQUE DE LA BASSE VALLÉE DE LA DRANSE (HAUTE-SAVOIE)

PAR **E. Peterhans**¹.

HISTORIQUE. — Les gorges pittoresques du cours inférieur de la Dranse au SE de Thonon, n'ont jamais été en faveur auprès des géologues français ou suisses. ALPHONSE FAVRE (I) est le seul qui donne une coupe détaillée de la vallée en aval de Bioge. Il n'a trouvé de fossiles que dans le Rhétien. Les couches plus élevées sont considérées par lui comme sinémuriennes, liasiennes et toarciennes, par analogie de faciès avec les couches fossilifères de Meillerie. Dès lors, cette interprétation fut admise par tous les géologues. Pourtant, dans une esquisse qu'il donne des zones à Lias lacunaire des Préalpes, dans la « Geologie der Schweiz » d'ALB. HEIM², A. JEANNET³ étend cette zone jusqu'au N de Bioge, contredisant ainsi l'idée d'ALPHONSE FAVRE, sans en donner du reste de raisons précises. Il avait émis d'ailleurs la même opinion dans une petite note parue en 1919. Nous allons voir que la série liasique en aval de Bioge est en effet lacunaire.

STRATIGRAPHIE. — Dans la région qui nous intéresse il faut distinguer deux zones de sédimentation. Une première, externe, qui longe la chaîne du Mont d'Hermone-Mont Forchet, où le Lias est complet, et une seconde, interne, dans les environs de Bioge, où le Toarcien transgresse sur le Rhétien. En allant de la zone interne vers l'externe les étages se complètent. Voici, sans donner tous les détails, l'énumération des terrains.

1. Zone (Mont d'Hermone-Mont Forchet) :

AALÉNIEN : Alternance de calcaires et de schistes marneux (route Reyvroz-Vailly).

TOARCIEN : Schistes marneux avec quelques intercalations calcaires (route Lullin-La Touvlère). *Ammonites (Dactyloceras) communis* Sow.

1. Note présentée à la séance du 4 février 1924.

2. A. JEANNET. Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen, 1919-20, dans ALB. HEIM. Die Geologie der Schweiz (*Leipzig, Tauchnitz*, 1921, p. 625, fig. 194).

3. A. JEANNET et ED. GERBER. Sur une lacune du Lias inférieur et moyen dans l'anticlinal du Stockhorn. *Proc.-verb. Soc. vaud. sc. nat.*, 19 novembre 1919.

DOMÉRIEN : Calcaires foncés, à pâte siliceuse, souvent un peu spathique, avec de rares délits schisteux.

PLIENSBACHIEN : Calcaires gris, à pâte souvent tachetée, siliceuse, alternant avec des schistes ondulés (Mont Forchet). *Ammonites (Tropidoceras) Stehli* OPP.

LOTHARINGIEN : Calcaires gris-jaunâtres, à pâte claire, grossièrement spathique, en gros bancs, 4 mètres.

SINÉMURIEN : Calcaires lités gris, à pâte foncée, finement spathique, avec couches de silex intercalées, 17 m. *Arietites* sp.

HETTANGIEN : 2. Calcaires compacts blancs, à pâte jaune oolithique, spathique à la partie supérieure, 7 m.

1. Calcaires lités grisâtres, à pâte compacte gris-brunâtre, 20 m.

RHÉTIEN : Calcaires dolomitiques, schistes noirs, lumachelles, calcaires oolithiques.

TRIAS SUP. : Calcaires dolomitiques.

2. Zone (Bioge) :

AALÉNIEN : II. Zone à *Ammonites Murchisonae* : Schistes marneux avec quelques bancs et rognons calcaires.

Ammonites (Ludwigia) Murchisonae Sow.

— *Alleoni* DUM.

Lytoceras Trauscholdi OPP. var. DUM.

Phylloceras tatricum PUSCH.

I. Zone à *Ammonites opalinus* :

2. Alternance de calcaires grisâtres, à pâte tachetée marneuse, et de schistes marneux, 80 m.

1. Schistes compacts gris clair, à pâte foncée, peu marneuse, 20 m. *Ammonites (Ludwigia) opalinus* REIN., rare.

TOARCIEEN : 3. Calcaires gris foncés, à pâte siliceuse avec délits schisteux, 35 m.

2. Calcaires lités gris foncés, à pâte finement spathique, avec traînées de silex, 6 m.

1. Calcaires et schistes à Lamellibranches, 70 cm.

Ammonites (Hildoceras) sublerisoni Fuc. n. n. 1919, nombr. échant.

RHÉTIEN¹. Calcaires dolomitiques, lumachelles, schistes noirs. Le banc dolomitique en contact avec le Toarcien est perforé par des Annélides tubicoles.

TRIAS SUP. : Calcaires dolomitiques avec intercalations de schistes verts.

En comparant les roches des deux zones, on s'aperçoit qu'on peut facilement confondre le Toarcien spathique et siliceux de Bioge avec les couches plus anciennes de la zone du Mont d'Her-

1. C'est dans ce Rhétien, près du « pont de fer » de Bioge, que DE MORTILLET a trouvé une *Bélemnite infraliasique*. — DE MORTILLET. NOTIONS SUR LE TRIAS DU CHABLAIS (*Assoc. florim. Annecy*, 29 novembre 1855) cité aussi par A. STOPPANI dans la Paléontologie lombarde.

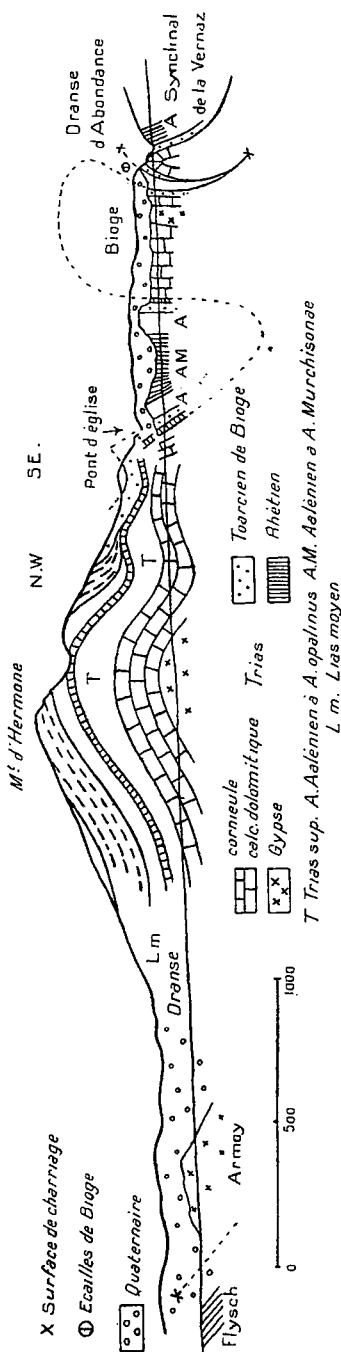


FIG. 1. — COUPE GÉOLOGIQUE DE LA BASSE VALLÉE DE LA DRANSE.

mone si l'on ne considère que le faciès. Mais les ammonites, assez abondantes, que l'on trouve à la base de ce Toarcien ne laissent aucun doute sur l'âge des calcaires à Lamellibranches. Ici donc, le Toarcien inférieur transgresse nettement sur le Rhétien.

TECTONIQUE. — 1. *L'anticlinal du Mont d'Hermone-Mont Forchet.* Remontons la vallée de la Dranse. La route nationale, venant de Thonon, rejoint la vallée à Branlecul, et descend au niveau de la rivière qu'elle traverse sur le « Pont de la Douceur ». Dès lors, jusque près de Bioge, la route va suivre la rive droite du cours d'eau.

Bientôt on aperçoit le *gypse de l'Armoÿ*, exploité pour la fabrication du plâtre; il repose sur les schistes et grès du Flysch qui plongent faiblement au SE. Ce Flysch est visible sur la rive gauche de la Dranse à quelques centaines de mètres en aval de l'usine de plâtre.

Environ deux kilomètres en amont de cette usine, sous les prairies de l'Épine, on rencontre un second affleurement de gypse, flanqué de calcaires dolomitiques. Ce Trias forme le noyau de l'anticlinal du Mont d'Hermone-Mont Forchet.

Plus en amont encore on voit ces mêmes calcaires triasiques dessiner un nouvel anticlinal, son flanc NW ne plonge que faiblement tandis que le jambage SE, près du « Pont d'Église »

(pont de la combe d'enfer d'A. FAVRE), à environ 1,2 km. de Bioge, est presque vertical.

Au delà du pont, le long de la route qui longe maintenant la rive gauche, on peut observer la superposition des étages liasiques. Le Rhétien est immédiatement dominé par 70 cm. de calcaires grossièrement spathiques, probablement domériens, surmontés du Toarcien à *Ammonites falcifer* Sow., puis de l'Aalénien, contenant *Ammonites (Ludwigia) opalinus*. Dans les couches du Toarcien et de l'Aalénien inférieur, qui s'inclinent de 45°-55° au SE, la rivière s'est taillée une gorge qui s'élargit en amont dans les schistes de la zone à *Ammonites Murchisonae*. Ceux-ci forment le noyau du profond synclinal qui sépare l'anticlinal du Mont d'Hermone de celui de Bioge. Au passage du flanc NW de ce dernier, le vallon se resserre de nouveau.

Quittons maintenant la Dranse, pour observer la disposition des couches liasiques de l'anticlinal du Mont d'Hermone. Il nous faut parcourir la région comprise entre ce chaînon et la rivière du Brevon, au SW de la vallée principale.

Le gypse que nous avons rencontré sous l'Épine forme le noyau d'un large anticlinal de type jurassien. Il longe la chaîne du Mont d'Hermone-Mont Forchet. Le Lias y est complet. Une grande faille transversale coupe la série au SW du hameau de Très-le-Mont (au SW du col du Feu). La dépression qu'elle forme est occupée par une flaque d'eau.

Au SE de cet anticlinal en existent deux autres, beaucoup plus petits et qui sont sans influence sur les formes géographiques. Leur noyau triasique ne se voit que le long de la Dranse où nous l'avons constaté juste en aval du « Pont d'Église ». Mais tandis que le Trias ne décrit qu'un seul bombement, les couches liasiques se sont plissées disharmoniquement par rapport aux calcaires dolomitiques et nous montrent deux replis. Le flanc NW du premier s'observe le long de la route Lullin-La Touvière (col du Feu), ou dans le ruisseau voisin. Le Lotharingien y transgresse sur l'Hettangien. Le flanc SE du même repli est visible dans une petite carrière à la lisière du bois, le long du chemin qui monte de l'Enversin (Reyvroz) au point 897. Un calcaire spathique avec délits schisteux, d'âge douteux, y affleure.

Quant au second de ces replis, son flanc SE est bien visible dans la vallée de la Dranse. C'est lui que la rivière traverse en gorge. A la même unité appartiennent les calcaires spathiques et siliceux, probablement toarciens, formant le monticule de la Motte auquel s'adosse le village de Lullin, et les couches spathiques de la petite carrière qui se trouve le long de la route

Reyvroz-Vailly, juste à la sortie du hameau de Reyvroz-école.

Les deux petits anticlinaux que nous venons d'étudier se perdent au SW dans l'accumulation de couches tendres aaléniennes, au SE du col des Arces.

2. *L'anticlinal de Bioge.* — Revenons encore à la Dranse. Les maisons de Bioge se trouvent juste à son confluent avec le Brevon, qui vient du SW, tandis qu'environ 500 m. en amont se réunissent les deux Dranses, d'Abondance et de Biot. C'est dans la région de ces deux confluences que nous pourrions observer la tectonique fort compliquée et assez bizarre de l'anticlinal de Bioge.

Nous avons déjà vu que le flanc NW de cet anticlinal, avec couches liasiques verticales, détermine une gorge de la Dranse en amont du synclinal aalénien. Puis le vallon s'élargit de nouveau dans les calcaires du Trias, et l'on arrive au hameau de Bioge. Le noyau même de l'anticlinal est formé de gypse, qui affleure soit dans le ravin même du Brevon, à la faveur de quelques petits glissements, soit au-dessus de sa rive droite, dans les environs de Bommely (commune de la Vernaz).

Sur la rive gauche du Brevon, en face de Bommely, reparaissent au-dessus de ce Trias le Rhétien et le Toarcien du flanc NW de l'anticlinal. Les couches toarciennes sont localement ramenées à l'horizontale par balancement superficiel, et deux failles font descendre l'Aalénien au niveau de ce Toarcien.

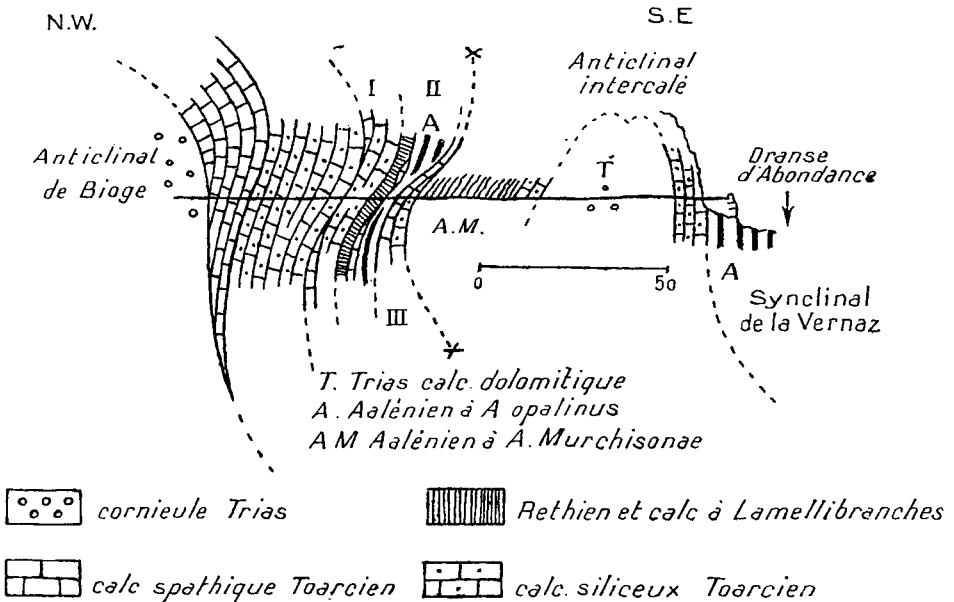
Le flanc SE de l'anticlinal de Bioge nous offre d'autres phénomènes intéressants. Prenons, pour les examiner, la route d'Abondance, qui se tient sur la rive droite de la Dranse. Deux ponts la relient à la route nationale : en aval de Bioge, le « Pont de fer », en amont du hameau le « Pont d'Évian ». Nous suivons cette route, d'aval en amont, depuis le « Pont de fer ».

Près de la dernière maison isolée de Bioge, au « Pont d'Évian », la route longe une petite paroi de corniéulé ; on la voit bientôt recouverte par les calcaires spathiques et siliceux très broyés du Toarcien (plongement 80-90° au S), qui affleurent sur une trentaine de mètres, jusqu'au premier tournant. Suit une légère dépression, d'une quarantaine de mètres, au delà de laquelle les mêmes calcaires siliceux apparaissent de nouveau. On pourrait croire à une continuité directe des deux affleurements mais nous allons voir qu'entre ces deux bandes toarciennes s'intercale, non loin de là, toute une série de petites écailles.

Ce second affleurement de calcaires siliceux est suivi d'un dépôt fluvio-glaciaire cachant la roche en place jusqu'au grand

tournant de la route qui domine la confluence des deux Dranses. Là reparait le Toarcien, flanqué au SE d'une masse de calcaires et schistes marneux aaléniens presque verticaux, qui appartiennent au flanc N du synclinal de la Vernaz. La charnière de ce synclinal, dans les calcaires jurassiques, est admirablement visible dans les gorges de la Dranse du Biot.

Le Toarcien du tournant de la route n'est pas non plus en liaison directe avec l'affleurement qui le précède; le fluvio-glaciaire qui les sépare recouvre le noyau triasique d'un petit anticlinal accessoire que nous allons étudier.



X Surface de charriage.

FIG. 2. — LES ÉCAILLES DE BIOGE.

3. *Le petit anticlinal intercalé entre l'anticlinal de Bioge et le synclinal de la Vernaz.* — Continuons à suivre vers l'amont la route d'Abondance, à partir du tournant qui domine la confluence des deux Dranses, elle se dirige vers le Nord, et va recouper à nouveau le flanc méridional de l'anticlinal de Bioge, nous montrant cette fois toutes ses complications.

Le Toarcien du tournant est suivi d'une masse broyée de Trias, corniule entourée de calcaires dolomitiques, qui forme le noyau d'un petit anticlinal intercalé entre celui de Bioge et le synclinal de la Vernaz. Cet anticlinal est même bilobé, comme on peut le

voir sur la rive gauche de la Dranse d'Abondance, où apparaissent, au milieu du Trias, trois mètres de calcaires siliceux et spathiques.

Le flanc Nord de ce petit anticlinal est constitué, sur la route, par de nouveaux calcaires siliceux toarciens, plongeant de 60-70° vers l'W, surmontés de schistes aaléniens que l'on voit juste vis-à-vis de la borne kilométrique, à un kilomètre de Bioge.

Les cinquante mètres qui suivent nous montrent trois petites écailles tectoniques, qui viennent s'intercaler entre cet Aalénien et le flanc SE de l'anticlinal de Bioge (Voir, fig. 2).

4. *L'écaille supérieure, III.* — L'Aalénien de la borne kilométrique bute par une faille transversale contre un banc épais de calcaire spathique jaunâtre, par places extrêmement broyé, qui surmonte les calcaires siliceux. L'ensemble est d'âge toarcien, mesure 4-5 m. d'épaisseur et plonge vers l'W, c'est-à-dire que ces couches sont légèrement renversées.

5. *L'écaille moyenne, II.* — Le Toarcien spathique de l'écaille supérieure est en contact avec les schistes et calcaires marneux de l'Aalénien à *Ammonites opalinus* de l'écaille moyenne. Ceux-ci n'ont que deux mètres d'épaisseur au niveau de la route, mais s'engraissent soit au-dessous, soit au-dessus. Ils s'appuient sur des schistes à nodules calcaires, probablement rhétiens, par l'intermédiaire d'une lentille irrégulière de calcaire spathique toarcien et d'une couche de calcaire à Lamellibranches appartenant au même étage. Ce Toarcien, ici fortement écrasé, présente une épaisseur plus grande au niveau de la rivière. L'ensemble de cette écaille ne dépasse pas 5-10 m., et les couches rhétiennes déterminent une petite dépression dans la paroi qui longe la route.

6. *L'écaille inférieure, I et le flanc Sud de l'anticlinal de Bioge.* — Au delà de la zone tendre des couches rhétiennes, la route est de nouveau bordée par une petite paroi de calcaires toarciens, qui supporte des conglomérats fluvio-glaciaires. Ces calcaires dirigés d'abord au NE tournent bientôt vers le Nord, et sont coupés par une faille. Ils plongent suivant une surface ondulée, dessinant une sorte de faucille, et appartiennent à deux unités différentes. Il ne faut pas oublier en effet que les calcaires spathiques sont stratigraphiquement *au-dessous* des calcaires siliceux, dans la succession des couches toarciennes. A l'intérieur de la courbure en faucille, ce sont les calcaires siliceux du flanc sud de l'anticlinal de Bioge; par-dessus sont plaqués des calcaires spathiques, également toarciens, mais faisant partie de l'écaille inférieure. On les retrouve, en lentilles écrasées, contre le Rhétien supposé de l'écaille

moyenne, accompagnés de nouveaux calcaires siliceux très broyés. Et la même disposition se retrouve le long du lit de la Dranse.

La faille que nous avons citée au niveau de la route se prolonge au SE jusqu'au noyau jurassique du synclinal de la Vernaz, et le chemin qui monte de la Chavanette au Pontbourg suit le plan de cette cassure dans les calcaires du Malm.

Au delà de la faille, au bord de la route, ce sont les calcaires spathiques du flanc méridional de l'anticlinal de Bioge qui apparaissent ; ils plongent localement de 20° vers le nord, et un peu plus loin, redressés à la verticale, forment le haut rocher qui surplombe la route.

La Dranse coule ici dans une gorge étroite, sa rive gauche est taillée dans les calcaires siliceux, sa rive droite dans les calcaires spathiques. Et sitôt qu'on dépasse la gorge, on trouve vers l'amont la masse aalénienne schisteuse du synclinal de la Vernaz. Une grande faille transversale met donc en contact le flanc méridional de l'anticlinal de Bioge avec le flanc N du synclinal de la Vernaz. Celui-ci avance donc fortement vers le NW, ce qui détermine la torsion subie par les calcaires toarciens, dont il vient d'être question.

Cette faille, qui est plutôt un décrochement, se prolonge comme la précédente dans le noyau jurassique du synclinal de la Vernaz, et le sentier de Belmont à Pontbourg suit dans le Malm l'encoche dont elle est cause.

7. La disparition vers le SW des anticlinaux du Mont Forchet et de Bioge et des écaillés de Bioge. — On peut suivre aisément vers le SW l'anticlinal du Mont d'Hermone jusqu'au Mont Forchet qui domine, à une dizaine de kilomètres de la Dranse, la haute vallée de la Menoge. Puis il disparaît très rapidement. On peut observer son plongement axial vers le SW, dans un petit repli secondaire qui met au jour au-dessus du hameau de Ramble, le Rhétien et l'Hettangien.

Quant à l'anticlinal de Bioge, il apparaît beaucoup moins nettement le long du Brevon et de la vallée de Lullin, où abondent les terrains quaternaires ; mais sa disparition, dans la haute vallée de la Menoge, est bien nette. Dans un ravin, qui descend de la Haute-Cizère sur Habère-Poche, on voit le Trias de cet anticlinal, recouvert ici de sa série liasique incomplète, s'incliner, en plongement axial, vers le SW.

La zone des écaillés de Bioge est très difficile à suivre dans la même direction ; elle disparaît en tout cas avant les deux anticlinaux principaux, et n'existe déjà plus au col de Tarramont. Au

NW de ce col en effet, derrière la maison de « sur les Crets », des cornieules triasiques appartenant à une autre unité butent contre le Malm extrêmement mince de l'anticlinal de Bioge.

8. *Conclusions.* — Les premières chaînes préalpines, au SE de Thonon, sont donc constituées par deux anticlinaux principaux, celui du Mont d'Hermone-Mont Forchet en avant, et celui de Bioge en arrière : entre eux, les couches se replient en deux petits anticlinaux secondaires. Le flanc SE de l'anticlinal de Bioge est en outre accidenté, par trois petites écailles, qui sont peut-être la continuation de la zone d'écailles de Meillerie (*B.S.G.F.*, (4), t. XXIII, 1923, p. 51-56). Plus en arrière encore, le synclinal de la Vernaz est séparé de l'anticlinal de Bioge par un petit repli intermédiaire.

L'allure des plis externes est tout à fait régulière, tandis que de fortes dislocations caractérisent la zone plus interne. Il semble que, pendant la dernière phase du plissement préalpin, les anticlinaux du Mont Forchet et de Bioge aient formé une sorte de rempart déjà rigide. La partie des Préalpes médianes située en arrière, encore en mouvement, est venue buter contre ce obstacle, s'est enfoncée dans le flanc de l'anticlinal de Bioge, en renversant ses assises et en lui arrachant ces écailles.

BIBLIOGRAPHIE

1. 1859 A. FAVRE. Mémoire sur les terrains liasique et keuperien de la Savoie. *Mém. Soc. phys. et Sc. nat. Genève*, t. XV, p. 13-21, 86-89, pl. 1, fig. 2.
2. 1867 A. FAVRE. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, t. 1-3, 2, p. 63-71. *Paris, Masson et fils.*
3. 1887 E. FAVRE et H. SCHARDT. Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse. *Mat. Carte géol. Suisse*, 22. livr., p. 457, pl. XII, fig. 9.
4. 1893 E. RENEVIER et M. LUGEON. Excursion dans le Chablais. *Eclogae*, t. 4, p. 45-52, pl. 3, 4.
5. — E. RENEVIER. Géologie des Préalpes de la Savoie. *Eclogae*, t. 4, p. 53-73.
6. 1894 E. RENEVIER et M. LUGEON. *Carte géol. détaillée 1/80 000*, Feuille Thonon.
7. 1901 M. LUGEON. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Lausanne et dans le Chablais. *B.S.G.F.*, (4), t. I, p. 706-707.
8. — M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *B. S. G. F.*, 4^e sér., t. I, p. 723-823; pl. xv-xvii, surtout pl. xv, fig. 2.
Pour le fluvio-glaciaire :
9. 1909 A. PENCK et E. BRÜCKNER. *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 vol., 2, p. 563-564. Leipzig, Tauchnitz.

SUR LA PRÉSENCE DU BAJOCIEN A L'W DE NARBONNE

PAR **G. Dubar** ¹.

Les collines calcaires, situées à l'W de Narbonne, ont été rapportées, sur la feuille de Narbonne ², presque en entier à la base du Charmouthien (l^{re}), accompagné de lambeaux de Trias, d'Infra-lias et de Toarcien. Cette attribution devait éveiller quelques doutes si l'on considère l'étendue considérable qu'occupent là les calcaires charmouthiens, et leurs pendages atteignant souvent plus de 45° — alors que normalement ils n'ont qu'une faible épaisseur dans cette région des Corbières.

L'étude de la partie occidentale de ce massif, comprise entre Bizanet et Néviau, nous a conduit à reconnaître dans ce qui était attribué au Lias, et à en séparer, du Bajocien, des dolomies qu'il faut rapporter à l'Oolithique, et des calcaires aptiens.

NOGUÈS ³ attribuait déjà à l'Oolithique une partie de ce massif, entre autres la colline du Télégraphe de Néviau. VIGUIER ⁴ qui admettait aussi l'existence de Jurassique moyen au S et à l'E de Néviau en réduisait déjà l'extension. Enfin M. DONCIEUX ⁵ n'a plus vu dans cette région que du Lias. Dans une note récente, M. BARRABÉ ⁶, décrivant le bord S de ce massif, semble admettre sans réserve son âge liasique.

Au N des dernières maisons de Bizanet vers Narbonne, nous trouvons une bonne coupe E-W de la partie supérieure du Lias et de son contact avec le Bajocien.

Charmoutien supérieur. Marnes schisteuses et calcaires marneux, passant à des calcaires plus gréseux, ocre, pétris de fossiles :

Belemnites du gr. de *B. paxillosus* SCHLOTTH.

Bel. compressus STANL.

Amaltheus spinatus BRUG.

Pecten æquivalvis Sow. (très abondant).

1. Note présentée à la séance du 4 février 1924.

2. *Carte géol. détaillée de la Fr.* à 1/80 000, n° 244.

3. NOGUÈS. Notice géologique sur le département de l'Aude. Carcassonne, 1855.

4. VIGUIER. Études géologiques sur le département de l'Aude. Montpellier, 1887.

5. DONCIEUX. Monog. géol. et paléont. des Corbières orientales. *Ann. Univers. de Lyon. Nouv. série, Sciences Médecine*, fasc. 11, 1903.

6. BARRABÉ. Sur l'origine charriée du massif liasique situé à l'W de Narbonne. *CR. Ac. Sc.*, t. 176 (1923), p. 1169.

Terebratula punctata Sow.
Waldheimia, etc.

Toarcien. Marnes noires feuilletées, en partie cachées ici par les vignes. A la base, un petit banc de calcaire dur, très noir, renferme *Cæloceras Bollense* QUENST. et *Discina orbicularis* MOORE.

Aalénien. Grès calcaréo-marneux gris foncé, dont plusieurs lits sont formés de l'accumulation de Gryphées voisines de *Gryphæa Maccullochii* Sow. in GOLDF., au milieu desquelles apparaissent :

Pecten lens Sow.
Trigonia costata Sow.
Trigonia striata Sow.
Rhynchonella cf. *cynocephala* RICHARD.

Après 2 à 3 m. ces grès marneux renferment encore de rares Gryphées et

Pleydellia aalensis ZIETEN.
Grammoceras subcomptum BRANCO.
Modiola plicata Sow.
Pecten lens Sow.
Rhynchonella cf. *cynocephala* RICHARD.

1 m. plus haut : Lit de Gryphées roulées, perforées et couvertes de Bryozoaires.

Bajocien. Les calcaires marneux prennent une teinte de plus en plus claire, jaune ocre. On peut y recueillir :

Plicatula catinus DESL.
Modiola du gr. de *M. gigantea* Sow.
Terebratula perovalis Sow.
*Rhynchonella*¹.

Puis ces calcaires se chargent de silex, et renferment encore des Térébratules.

Dans la direction de la métairie de Bouquignan, nous retrouvons encore des calcaires à silex ; ils supportent des calcaires grossiers, pétris de débris d'Encrines, puis des calcaires dolomitiques largement cristallisés.

Les marnes charmouthiennes à *Tisoa siphonalis*, et toarciennes à *Hildoceras bifrons* affleurent au fond du vallon au N de Bouquignan ; les grès calcaréo-marneux noirâtres à *Gryphæa Mac-*

1. Cette Rhynchonelle est identique à celle qu'on trouve à la base du Bajocien de l'Aveyron et qui existe également dans les calcaires du Jurassique moyen de Vallauris, près d'Antibes (Alpes marit.).

cullochii et *Rhynchonella* cf. *cynocephala* ne sont fossilifères que dans un col par où ce vallon communique avec Bouquignan. Au-dessus, les calcaires marneux jaune ocre, assez chargés de silex, nous ont fourni :

Lima (*Glenostreon*) *proboscidea* Sow.
Semipecten (*Hinnites*) *tuberculosis* GOLDF.
Terebratula du gr. de *T. perovalis* Sow.
Rhynchonella ¹.

Les calcaires de l'Oolithique se continuent jusque près de Villedaigne où des carrières sont ouvertes dans le Bajocien (carrières au SE de la gare de Villedaigne). Les bancs de calcaires marneux qui plongent au NW à 30° ou 35° renferment :

Nérinées.
Pecten lens Sow.
Lima cardiiformis Sow.
Modiola.
Gervillia.
Alectryonia Knorri VOLTZ.
Ostrea calceola ZIETEN.
Terebratula perovalis Sow.
Rhynchonella.
Pseudodiadema cf. *depressum* Ag.
 Polypiers simples et composés.

Les Rhynchonelles prédominent au sommet de la carrière et les huîtres s'accumulent dans les bancs inférieurs.

En remontant vers le Télégraphe de Néviau, on trouve sous les bancs de ces premières carrières :

1. Des calcaires grossiers en petits bancs, un peu oolithiques, remplis de sections spathiques (Encrines?).
2. Une assise de calcaires cristallins.
3. Des dolomies noires, d'odeur bitumineuse, qui alternent avec des bancs de calcaire un peu dolomitique, cristallin, de teinte claire.
4. Des calcaires lithographiques ou finement oolithiques, rarement cristallins, plongeant toujours au NW. Ces calcaires sont bien développés à l'E du Télégraphe de Néviau. Nous n'y avons pas trouvé de trace de fossile.

Si l'on continue cette coupe vers le SE, dans la direction du vallon de Saint-Antoine, on retrouve les dolomies noires (3) qui reparassent sous les calcaires avec leurs intercalations de calcaire dolomitique.

Auprès du vallon de Saint-Antoine, et plongeant toujours au NW, des calcaires compacts du **Bajocien**, à Nérinées sortent de sous les dolomies, suivis de calcaires grossiers (1), spathiques,

puis de calcaires jaune ocre à silex, qui alternent avec des marnes.

Le Lias apparaît ensuite :

Toarcien. Marnes noires à *Turbo subduplicatus* D'ORB.

Charmouthien supérieur. Marnes vert noirâtre à *Tisoa siphonalis* M. DE SERRES.

Charmouthien inférieur. Calcaire marneux dont les bancs inférieurs nous ont fourni en abondance *Terebratula flabellifera* SCHLÖENB. qui, dans toutes les Pyrénées, accompagne *Polymorphites Jamesoni*.

Sinémurien supérieur. Calcaire à Pentacrines ou Calcaires dolomitiques rubannés ou compacts, visibles sur le flanc E du vallon.

Il ressort clairement de cette coupe que les dolomies noires et la bande calcaire près du Télégraphe de Néviau, comprises entre le Bajocien de Villedaigne et le Bajocien et le Lias du vallon de Saint-Antoine sont postérieures au Lias. Elles forment le centre d'un synclinal déversé au SE. La série près du vallon de Saint-Antoine est normale, et la série au SE de Villedaigne est inverse, d'où la superposition du Bajocien aux dolomies jurassiques, dont l'aspect est entièrement différent de celui des calcaires dolomitiques gris clair du Lias.

Le Bajocien de Villedaigne peut se suivre vers le SE jusqu'au près de la route nationale de Toulouse à Narbonne, où ses bancs se contournent, prennent un prolongement entre N et NE, et disparaissent au milieu des dolomies noires du Jurassique que l'on trouve au N comme au S. Il forme là l'axe d'un anticlinal : En effet, en s'éloignant de ce Bajocien vers le N, on traverse au N de la route nationale des couches plus récentes : Les dolomies de l'Oolithique ont disparu et la paroi rocheuse qui domine la route au N est formée de calcaire lithographique ou oolithique, parfois marneux. Un de ces bancs marneux, sur le versant N de cette colline, à l'W de Néviau est formé d'une accumulation de *Terebratula sella* Sow., et d'huîtres plissées ; un autre banc, plus au N, montre en section des Miliolidés, comme à la base de l'Aptien de l'Ariège. Aussi nous rapportons à l'**Aptien** ces calcaires, dont les premiers bancs non fossilifères pourraient cependant être encore jurassiques.

Il s'intercale ensuite, entre les bancs calcaires plongeant en moyenne au N, des couches de dolomie noire ; elles constituent le flanc N, inverse, d'un nouveau synclinal dont l'axe est donc créacé.

Le Bajocien reparaît dans la colline au SSW de Néviau où l'on observe sous des calcaires dolomitiques :

1. Calcaire grossier à sections spathiques.

2. Calcaire blanc jaunâtre à silex et Gryphées silicifiées.

3. Calcaire marneux fossilifère, alternant avec des marnes jaunes (*Lima proboscidea* Sow., *Terebratula perovalis* Sow., *Rhynchonella*).

Sous cet ensemble, de teinte claire, viennent les grès marneux noirâtres de l'Aalénien à *Gryphæa Maccullochii* Sow., et les marnes noires feuilletées du Toarcien.

Cette succession est comparable à celle que décrit Nicklès¹ dans les Causses (région de Tournemire) : sous les calcaires en plaquettes (Bathonien inférieur) qui supportent la puissante masse des dolomies bathoniennes ruiniformes, se présentent :

1. Des calcaires oolithiques avec quelques récifs coralligènes.

2. Des calcaires à nodules et quelquefois à lits de silex.

3. Des calcaires sableux et marneux à *Cancellophycus* et *Rhynchonella*, qui reposent sur les marnes noires un peu gréseuses de l'Aalénien.

Par analogie avec cette dernière coupe, nous rapporterons dans la région de Narbonne :

Au **Bajocien**, les calcaires marneux, les calcaires à silex et les calcaires grossiers.

Au **Bathonien**, et aux terrains supérieurs du Jurassique, les dolomies noires et les calcaires cristallins compris entre le Bajocien et l'Aptien à *Terebratula sella*.

Dès maintenant nous signalerons que nous avons pu suivre ces calcaires bajociens à la base de la dolomie jurassique sur presque toute la longueur des Pyrénées.

1. *B.S.G.F.*, (4), t. VII (1907), p. 569-583.

LE CRÉTACÉ DE L'ISTHME DE SUEZ ET SES SOULÈVEMENTS DIAPYRS

PAR **J. Barthoux**¹.

Le Crétacé de l'Isthme de Suez a été signalé pour la première fois par Vaillant², puis ultérieurement, par H. Douvillé³, Blanckenhorn⁴, Barron⁵, et enfin étudié par moi-même⁶. Le Gebel Ataka, qui s'élève à l'Ouest de Suez fut d'abord la seule montagne où ait été connu le Crétacé, mais par la suite, mes propres relevés l'ont montré au Sud de cette montagne, et j'ai relevé une large extension vers l'E. des formations attribuées à cette période, en continuation de celles du Sinaï.

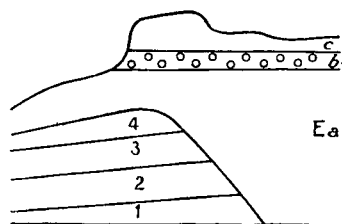


FIG. 1. — Transgression de l'Éocène E sur le Santonien (1. 2. 3. 4). a, calcaire blanc à alvéolines; b, conglomérat; c, calc. jaune à *Semiacassis calantica*.

C'est sur le flanc Est de l'Ataka qu'ont porté les recherches des auteurs précédents. La section se présente de face en cet endroit; elle s'étend du Cénomaniens au Campanien et se continue par de puissants bancs de dolomies éocènes. On y trouve, non compris les fossiles déjà cités par Vaillant :

CÉNOMANIEN : *Ostrea (Exogyra) olisiponensis*, *O. flabellata*, *O. Mermeti*, *O. suborbiculata*, *O. conica*, *O. Delettrei*, *O. Rouvillei*, *Hemiasster cubicus*.

CAMPANIEN : *Hippurites vesiculosus*, *Ostrea larva*, *O. laciniata*, *Vola sexangula*.

Des failles parallèles à l'axe de l'Isthme dénivellent la bordure crétacique, mais en produisant un fléchissement progressif des lambeaux détachés, de sorte que ceux-ci à une de leurs extrémités atteignent le maximum de dénivellation, tandis qu'à l'autre ils se rattachent à l'ensemble des formations. Les mêmes failles apparaissent en bordure du Génelfé.

1. Note présentée à la séance du 3 mars 1921.

2. Sur la constitution géologique de quelques terrains des environs de Suez. *CR. Ac. Sc.*, LIX, 1864, 877 et *B. S. G. F.*, (2), 1864, 277.

3. Étude sur les Rudistes. *Mém. S. G. F.*, 1899, 201-3.

4. Neues z. Geol. und Paläont. Ägyptens : *Zeitschr. d. deutsch geolog. Gesel.* 1900, 40-1.

5. The Topography and Geol. of the district between Cairo & Suez. Le Caire, 1907, 100.

6. Chronologie et description des roches éruptives du Désert arabe. Le Caire, 1922, 69.

Le plongement a lieu vers l'Ouest, mais ne peut être défini. Il semble y avoir parallélisme des formations éocènes et crétacées ; en réalité il existe une discordance entre elles, mise en évidence à l'extrémité sud-orientale de la montagne. Ici, ses derniers ressauts constituent des petites crêtes cénomaniennes plongeant de 25° vers le NO et recouvertes d'Éocène incliné de 8° vers l'O. L'épaisseur totale du Cénomaniens atteint environ 60 m. en cet endroit. On y trouve :

Ostrea acutirostris, *O. suborbiculata*, *O. flabellata*, *O. Delettrei*, *Venus aff. Reynesi*, *V. Cleopatra*, *Astarte cf. lacryma*, *Arca Favrei* et de nombreux moules internes de bivalves et de Gastropodes.

Au Nord, dans le Gébel Généffé, affleure le Maëstrichtien avec *Orbitolina gensacica*, *Biloculines* et *Quinqueloculines*. Non loin de là émerge de l'Éocène le pic du Chébréouet, reste d'un pli déversé au Sud, et arasé jusqu'au Cénomaniens. A la base de ses formations apparaît le Vraconnien à *Knemiceras syriacum*, puis, au-dessus, un banc de Rudistes indéterminés, voisinant avec :

Ostrea suborbiculata, *O. Mermeti*, *O. flabellata*, *Hemiasster cubicus*.

Les mêmes formations se retrouvent symétriquement de l'autre côté de l'Isthme, dans le Gebel Raha, mais notablement mieux développées tant au pied du plateau que dans les derniers contreforts de la montagne sur le versant méditerranéen. Je les ai décrites antérieurement (*loc. cit.*) et n'insiste pas sur leurs caractères paléontologiques. Elles ne dépassent pas le Santonien et sont recouvertes de Libien à :

Nummulites uroniensis, *Semicassis calantica*, *Cepacia cepacea*, etc.

Au nord du Gebel Raha, les derniers lambeaux de cette formation disparaissent pour ne laisser que le Crétacé moyen ou inférieur, également bien caractérisés.

Le Libien représenté par des calcaires roses à grain fin débute par une brèche calcaire rose reposant sur les calcaires santoniens à *Echinobrissus*. Ceux-ci ont été érodés et les calcaires roses remplissent les cavités de ce substratum ; aussi le contact se fait-il suivant une surface irrégulière dont la section affecte une ligne sinueuse avec des chutes ou des relèvements atteignant trente mètres d'amplitude (fig. 1).

La transgression de l'Éocène sur un massif crétacé est donc évidente : dans le Chébréouet l'Éocène repose sur un pli déversé du Cénomaniens ; à quelques kilomètres de là il y a concordance apparente du Maëstrichtien et de l'Éocène ; dans l'Ataka, ce dernier repose sur le Campanien, puis au sud, sur le Cénomaniens

redressé ; enfin, dans le Gebel Raha, il est déposé sur le Santonien érodé dont il moule les irrégularités superficielles. Il a donc existé des mouvements entre le Crétacé et l'Éocène, sensibles seulement dans cette région et échappant partout ailleurs en Égypte.

Considéré dans toute son étendue, le Crétacé paraît soulevé avec l'Éocène par des mouvements à grand rayon. Au voisinage de l'Isthme de Suez, il est cependant très redressé localement et en délimitant les espaces affectés par les plissements, on constate que ces derniers affectent *toujours* un diapyrisme marqué, soit suivant un dôme, soit suivant un brachyanticlinal.

Le type de soulèvement diapyr est représenté par le Gebel Moghara. Il est d'autant mieux facile à étudier que des vallées profondes atteignent les couches les plus anciennes, de sorte que l'on peut suivre les inclinaisons décroissantes, en partant des grès de Nubie vers le Sénonien. Les grès, en profondeur, sont inclinés de 35° ; ils passent insensiblement à l'horizontale au fur et à mesure qu'on approche du sommet de la montagne, puis ils plongent graduellement sur le versant opposé. Au large, les formations plus récentes apparaissent de moins en moins inclinées et finissent par échapper à l'action des poussées qui ont redressé la partie centrale.

Les gebels Meistan et Haméir sont également deux dômes diapyrs de moindre importance. Au sud, le Gebel Gidi présente un pli légèrement comprimé en *brachydiapyr* allongé de l'Est à l'Ouest. Le diapyrisme disparaît avec le dernier de ces plis représenté par le G, Kahlieh (G. Raha) plus puissants que les trois précédents.

Sur la rive occidentale de l'Isthme, le Crétacé de l'Ataka est disposé en cuvette, c'est-à-dire en surface concave, périclinale, que l'on observe suivant un arc de 90° donnant aux deux extrémités des pendages orthogonaux ; il faut aller jusqu'à Abou-Roach pour retrouver des traces de diapyrisme, de sorte qu'en tenant compte de plissements semblables retrouvés en Tunisie ou au Maroc, on peut conclure que ces soulèvements affectant le Crétacé (ou les terrains antérieurs), sont localisés dans l'Afrique du Nord, et ne dépassent pas le 30° degré de latitude, comme limite méridionale.

De ce qui précède, il résulte qu'ils sont postérieurs au Sénonien et antérieurs au Libien, aussi peut-on, *a priori*, les apparenter soit aux mouvements négatifs du sol déterminant les transgressions daniennes s'étendant jusqu'à Doungoul, soit au début du mouvement positif qui refoule l'Éocène vers le Nord. Comme ils sont recouverts de Libien, leur âge est donc Crétacé supérieur.

OBSERVATIONS SUR LES ROCHES VERTES
DE L'ALBANIE DU NORD
ET QUELQUES GISEMENTS MÉTALLIFÈRES QUI S'Y RATTACHENT¹.

PAR **E. Aubert de La Rüe** et **L. de Chételet**.

PLANCHE I.

L'Albanie du Nord, d'accès jusqu'à ce jour très difficile, en outre des explorations, pour ainsi dire historiques, d'Ami Boué et de Viquesnel, avait fait l'objet, le long d'itinéraires linéaires, d'études du Baron Nopcsa, de Vettiers, de W. Hauer et de Jacques Bourcart.

Sur les conseils de ce dernier géologue, nous avons entrepris d'amorcer l'étude de détail des Dukagjin et de la Mirdita, c'est-à-dire de la région presque exclusivement catholique qui se trouve au Sud du Drin et des Alpes Albanaises, et est limitée à l'Est par la zone cristalline macédonienne qui va de Prizrend au lac de Castoria, au Sud par la dépression du Mati et à l'ouest par les chaînes côtières.

La région des Dukagjin et le massif mirdite font partie d'une unité tectonique, qui d'après Jacques Bourcart serait charriée sur la zone littorale formée d'écaillés de Trias, de Crétacé et de Flysch, et qui se poursuit depuis la Rascie (Sandjak de Novi Pazar) jusqu'au Pinde. Sur la rive Nord du Drin, elle disparaît sous la nappe des Alpes Albanaises.

Le massif mirdite et les Dukagjin forment une pénéplaine, rajeunie par des mouvements récents, qui ont eu pour résultat le creusement par les affluents du Drin et du Mati de vallées profondes et la formation d'un réseau hydrographique extrêmement compliqué. Les trois quarts des cours d'eau sont tributaires du Drin et un quart seulement du Mati.

La région est d'accès difficile, par suite de l'absence de routes et de la très grande dispersion des rares habitations.

Beaucoup de villages ont été détruits du reste il y a environ deux ans au moment de la révolte des Mirdites, la circulation à l'intérieur est rendue particulièrement pénible par suite du relief très mouvementé dû à une érosion intense. La région est formée de massifs très nombreux, séparés par de profondes

1. Note présentée à la séance du 4 février 1924.

vallées et sans orientation précise ; ces massifs ont une altitude moyenne de 700 à 900 mètres.

La végétation est constituée dans l'Ouest de la région par le maquis méditerranéen ; au centre, dans la région de Puka particulièrement, et en de nombreux points de la Mirdita, on rencontre fréquemment des massifs entiers de serpentine entièrement dénudés. Plus à l'Est au contraire le long de la Vallée du Drin, à Ura Vezirit et jusqu' autour d'Oroshi, s'étendent d'immenses forêts de chênes et de pins.

I. LES ROCHES VERTES.

La Mirdita et les Dukagjin sont constitués en grande partie par des Roches Vertes. Ami Boué [1] est le premier à avoir signalé que la Mirdita était formée de serpentines ; Viquesnel en a décrit de nombreux affleurements. Le terme de *Schieferhornsteinformation* créé par Philippson, pour désigner dans le Pinde le faciès à Roches Vertes associées à des cornéennes, a été appliqué par Nopcsa aux zones de serpentines de la Mirdita.

Cet auteur a montré que la zone de serpentines de la Mirdita (nappe de la Mirdita) se prolonge au N et au NE jusque dans la région de Prizrend. Enfin Vettiers, Nopcsa et Jacques Bourcart ont également reconnu la présence de ces roches, surmontant le flysch le long de la bordure Est de la cuvette de Scutari (Plaine de la Zadrima) et F. v. Kerner dans la vallée de la Valbona (affluent du Drin).

Durant notre voyage, nous avons pu reconnaître de nombreux gisements de Roches Vertes non signalés encore jusqu'ici et qui montrent que leur extension dans ces régions du Nord de l'Albanie est encore plus grande qu'on ne le pensait jusqu'à maintenant.

Nous n'avons pas malheureusement pu récolter un nombre d'échantillons de Roches Vertes aussi grands que nous l'aurions voulu ; et nous nous bornerons donc à décrire ceux que nous avons recueillis dans l'ordre où nous les avons trouvés.

II. ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES DE QUELQUES ROCHES VERTES RECUEILLIES DANS LES DUKAGJIN ET DANS LA MIRDITA.

En partant de Scutari pour se rendre à Puka, on pénètre dans les serpentines presque aussitôt après avoir passé le Qafa Curit un peu avant d'arriver à Gõmsiçe, à la cote 50 environ. Depuis cet endroit

et durant presque tout notre itinéraire, nous n'avons plus quitté les Roches Vertes.

En certains endroits, plus particulièrement entre Gõmsiçe et Dushi, la serpentinitisation de la roche, quoique très avancée, permet de voir à l'œil nu de nombreux cristaux de diallage qui résistent mieux à l'altération que le reste de la roche. Pourtant un échantillon d'aspect extérieur très altéré, recueilli non loin du Han Domgjonit à la cote 600, montre sous le microscope des fragments très nets d'olivine fissurée et en voie de serpentinitisation accompagnée de picotite et de produits ferrugineux remplissant les fissures de l'olivine. On a affaire ici à une *péridotite*.

Ailleurs, jusqu'à Puka, la serpentine se présente en masses colloïdales, aucun des éléments originels de la roche n'est plus discernable; très fréquemment la serpentine se recouvre d'un enduit bleuâtre d'opale. Aux alentours de Puka (Lejthiz, Erme, Kukje) la serpentine ne montre aussi au microscope que des produits serpentiniteux tels que : *chrisotyle*, *bastite*, *antigorite*, et de la *pyrite* de fer en très grande quantité.

A Kukje, un échantillon pris au contact du filon de *pyrite* montre en lame mince des *feldspaths* très altérés et indéterminables, de très nombreux petits cristaux très bien formés d'*épidote* secondaire, résultant vraisemblablement de l'altération des *feldspaths*, de l'*amphibole* très altérée et de la *pyrite* de fer en grande quantité. Cette roche bien que très altérée présente beaucoup d'analogie avec certaines *prasinites* des Alpes.

Au milieu des serpentines, à Nrël au-dessus de Kabashi, sur le versant Sud-Ouest du Mali Krabit, on trouve une roche composée presque uniquement de diallage. Au voisinage de cette roche se trouve une serpentine provenant de l'altération d'une *wehrlite*; le microscope permet d'y discerner des cristaux de diallage presque entièrement transformés en *bastite*, l'olivine est presque totalement serpentinitisée, quelques grains de *picotite* sont visibles. Les roches formées uniquement de diallage qui sont à proximité sont des *diallagites* et forment un accident minéralogique au milieu des *wehrlites* dans lesquels se trouvent les gisements de cuivre de Kabashi.

A l'Est de Puka, à Mezës, la serpentine renferme des fissures remplies d'*amiante*, ces fissures sont de peu d'importance et l'*amiante* qu'elles renferment, très blanche, se présente à l'état pulvérulent.

Entre Puka et le Proni Jurrshit, petite rivière située à une heure de marche à l'Est de Puka, on rencontre en de nombreux points au milieu des serpentines des affleurements de peu d'étendue de *diorites* et de *diabases*.

En quittant Puka, et en suivant la route de Scutari à Prizrend on chemine sans cesse dans des serpentines jusqu'à Fusha Arsit. Un peu avant d'arriver à Fusha Arsit le chemin traverse un affleurement de *diallagite*; cette roche est identique à celle de Kabashi.

Un peu plus loin, près du moulin de Vasia (cote 500) la nature

des roches change totalement ; on quitte les serpentines pour entrer dans des *diorites* ; celles-ci sont très diaclasées et fissurées.

Un échantillon recueilli non loin du moulin de Vasia montre sous le microscope les éléments suivants :

Magnétite très abondante, amphibole verte avec inclusions d'apatite ; plagioclases ; oligoclase, andésine ; ces feldspaths sont zonés, la zone centrale plus basique est aussi la plus altérée.

Chlorite, séricite.

Quartz.

Au microscope cette roche montre une structure largement grenue. Un seul temps de cristallisation. Les minéraux ont cristallisé dans l'ordre suivant :

Pyrite de fer, apatite, feldspaths (Oligoclase, andésine).

Amphibole verte.

Quartz.

Les feldspaths sont zonés, le centre des cristaux présente des marques d'altération. Les plagioclases offrent la macle de Carlsbad et celle de l'Albite. Ils ont la plupart des formes géométriques nettes. L'amphibole se présente en grandes plages englobant les feldspaths. Elle renferme de l'apatite en inclusion, ainsi qu'un peu de magnétite. Le quartz se présente en grandes plages xénomorphes à extinctions roulantes.

Des échantillons provenant du qafa Malit (cote 900) et d'autres pris dans la descente de ce col avant d'arriver à Fleti indiquent encore la présence de diorites.

À partir de Fleti, les diorites deviennent de plus en plus abondantes mais elles sont toujours très altérées ; la serpentine est toutefois beaucoup plus rare que dans la région de Puka. Au pont Ura Vezirit, on voit un bel affleurement de serpentine au bord du Drin.

Un peu après ce pont nous quittons la région des Dukagjin pour pénétrer dans la Mirdita. A Serçe nous retrouvons des diorites absolument analogues à celles recueillies entre Fusha Arsit et Fleti. Ces diorites sont extrêmement fissurées et les plagioclases très altérés. A Troit, non loin de Serçe en se dirigeant vers Oroshi, apparaissent des diorites identiques aux précédentes ; ici pourtant les feldspaths semblent être un peu plus basiques ; ils sont également zonés, la zone centrale plus basique que la zone externe va jusqu'à la bytownite.

À Troit également, un échantillon pris dans un éboulis sur le versant droit de la vallée, dont les angles sont aigus et qui par conséquent ne provient pas de loin, montre sous le microscope la composition et la structure d'un *microgabbro*. La structure est granulitique, le magma semble avoir cristallisé très lentement ; par endroit on peut observer une structure ophitique et la cristallisation des éléments ferro-magnésiens et des éléments blancs semble avoir été quasi-contemporaine, car on observe en différents points de la préparation des plages d'amphibole englobant des feldspaths et tantôt des feldspaths emprisonnant des cristaux d'amphibole.

Les éléments ferro-magnésiens sont de l'amphibole verte en grandes plages et de l'augite qui présente des formes extérieures parfaites, les angles sont légèrement arrondis ; les cristaux sont allongés suivant g^1 . Les feldspaths sont largement développés et présentent la macle de l'albite très rarement celle de Carlsbad. Le quartz fait entièrement défaut.

A partir de Troit jusqu'à Oroshi les diorites quartzifères dominent. En montant au Qafa Priresit (1070 m.) on peut remarquer que les cristaux d'amphibole de la diorite atteignent de grandes dimensions ; sur l'autre versant de ce col on rentre, mais pour peu de temps, dans les serpentines.

A Domjoni (cote 600) nous entrons dans les calcaires blancs, compacts (Trias ?). Dans le lit à sec de petites rivières qui descendent du Munella on remarque de nombreux blocs roulés de calcaires rouges sans fossiles et des blocs de conglomérats dont les éléments sont de petites dimensions (calcaire rouge, quartz, serpentine).

A partir de Domjoni, le sentier suit le lit, presque à sec en cette saison du Fani Vogel. Des deux côtés de la vallée, les calcaires surmontent la serpentine. Un peu après Fani, on quitte le lit du Fani Vogel et l'on suit le côté gauche de la vallée en cheminant dans les serpentines jusqu'un peu après Bisag. Ici la vallée se resserre et l'on quitte la serpentine ; sur la rive droite du Fani Vogel le contact entre la serpentine et le calcaire est particulièrement net. Il nous a été possible de recueillir en ce point des échantillons de serpentine ayant un aspect mylonitique certain. De plus le calcaire dans lequel nous n'avons rencontré aucun fossile, renferme au voisinage de la serpentine de nombreux fragments de serpentine à arêtes tranchantes. De l'autre côté de ce point, où la vallée est particulièrement resserrée, affleure le Trias. La vallée s'élargit ensuite de nouveau et le sentier monte jusqu'à Villa au milieu des éboulis calcaires (cote 750). A partir de Villa on rentre dans les diorites très altérées ; ces roches se poursuivent jusqu'à Oroshi.

A partir de la capitale (?) de la Mirdita nous quittons les diorites pour rentrer dans la serpentine, qui renferme de nombreux affleurements de pyrite de fer entre Mastrokol et Blinishti. A Blinishti, sur la rive droite de la vallée du Fani Vogel (cote 250) sont inclus dans la serpentine plusieurs bancs de *radiolarites* très fortement redressées ; ces radiolarites ont une coloration tantôt verdâtre, tantôt rougeâtre et sont extrêmement fissurées. Cette roche se montre au microscope très riche en Radiolaires ; par endroit les détails de la surface des Radiolaires sont très bien conservés, et certaines ont également leurs piquants conservés. Cette roche renferme en outre de nombreux spicules de spongiaires.

Après avoir quitté Blinishti, les serpentines disparaissent sous une coulée de rhyolite ; à l'œil nu cette roche présente une couleur verdâtre, résultant d'imprégnations cuivreuses ; la pâte est extrêmement fine, aucun élément n'est discernable ; au microscope elle présente la composition suivante :

Phénocristaux de quartz très nombreux ; certains bipyramidés, la plupart très corrodés.

Les phénocristaux de sanidine sont plus rares. Les éléments ferromagnésiens manquent totalement. Au deuxième temps, petits cristaux de quartz et d'orthose (sanidine). Le résidu vitreux est très abondant, mais présente des signes de dévitrification. Par endroit on observe un début de structure perlitique. Dans la masse vitreuse on aperçoit une multitude de petits sphérolites de quartz à croix noire, polarisant à peine ; ce sont peut-être des grains de quartz naissants, les extinctions sont déjà nettes.

Près du Qafa Madhë (cote 700) on voit réapparaître des serpentines dans lesquelles sont incluses quelques couches d'hématite. A partir de ce col, en passant par Simoni, Ungrej, Kresta on ne rencontre plus que les serpentines. En certains points, notamment avant d'arriver à Ungrej, elles sont recouvertes de dépôts de cailloutis pliocènes.

Au milieu de la descente du qafa Krestes (cote 500) les serpentines disparaissent sous des calcaires blancs du Trias supérieur (Montagne de Kalmeti) dans lesquels nous n'avons trouvé aucun fossile ; ces calcaires forment par endroits, sur le versant Nord de la montagne de Kalmeti d'énormes amas d'une brèche d'éboulis, bien visibles à gauche de chemin. A son tour, un peu avant d'arriver à Kalmeti le Trias surmonte le flysch formé de grès à végétaux et de marnes.

Au pied de la montagne à Kalmeti commence la plaine Pliocène de la Zadrime, et qui s'étend jusqu'à Scutari.

On voit que les « Roches Vertes » de l'Albanie du Nord sont un complexe englobant des roches cristallines de nature très différente telles que : Péridotites, wehrlites, gabbros, diabases, diorites, diorites quartzifères, serpentines, pour ne citer que les plus importantes.

Il nous faut mentionner aussi, bien que leur importance soit beaucoup moins grande, les roches acides plus récentes et les rhyolites de Blinishti et les kératophyres signalés par Nopcsa qui se montrent çà et là au milieu des roches plus basiques dont nous venons de parler.

On a attribué aux Roches Vertes de la Péninsule balkanique un âge très variable (paléozoïque, créacé, éocène). D'après Nopcsa, les Roches Vertes de l'Albanie du N recouvrent les schistes werfénieniens et les mélaphyres ladinieniens (Kshira) et paraissent recouvertes par le rhétien ; en tout cas d'après cet auteur, elles seraient tout au plus infrajurassiques comme en Bosnie et dans l'Apennin.

Pour Jacques Bourcart, les Roches Vertes apparaissent généralement au milieu de couches plissées. Elles ont été formées dans le géosynclinal albanais, et ceci semble prouvé par leur association si fréquente avec des radiolarites de formation incontestablement abyssale [11].

Il faut remarquer que les serpentines constituent un niveau imperméable ; ceci explique l'érosion très active à leur surface et la formation d'une nappe d'eau au contact des calcaires et des serpentines lorsque ceux-ci recouvrent celles-là (ceci est particulièrement net plus au sud aux environs de Selita dans les montagnes de Tirana, où de nombreuses sources jalonnent le contact des calcaires du Trias avec les serpentines [11 p. 39].

III. ALTÉRATION DES ROCHES VERTES.

Toutes les roches sont profondément altérées. La plupart sont très diaclasées et fissurées et se débitent en boules de grosseur variable. La fissuration extrême de beaucoup de ces roches en facilite la désagrégation. Sur certains plateaux (entre Puka et Çereti par exemple) où l'érosion et le ruissellement ne

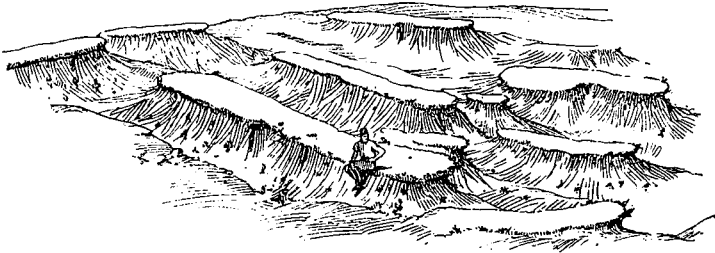


FIG. 1. — Puka. Formes de l'érosion dans les serpentines.

jouent qu'un faible rôle, la désagrégation des serpentines est due à l'action du gel et du dégel. Elle est si avancée, qu'on a l'impression de marcher dans le lit d'une rivière, tant est grande la quantité de boules de serpentine provenant de la roche sous-jacente qui ont l'aspect de galets roulés souvent recouverts d'un mince enduit d'opale bleuâtre. Sur ces surfaces recouvertes de cailloutis la terre végétale manque le plus souvent et la végétation fait presque entièrement défaut. On trouve seulement par ci par là de petits chênes et quelques genêts.

Ailleurs, et ceci particulièrement net le long de la route entre Gõmsiçe et Kshira, les serpentines, përidotites et wehrlites, très riches en fer, donnent par décomposition des terres rouges et des boules recouvertes d'un enduit de couleur rouge brique.

Un peu avant d'arriver à Kshira en venant de Scutari, la serpentine qui affleure est tellement altérée que sur d'assez grandes surfaces, il n'en reste plus qu'un squelette d'opale.

Un des meilleurs exemples du type de désagrégation de la serpentine, que l'on rencontre dans toute la région, surtout sur les versants de la plupart des massifs de cette roche, se trouve entre Puka et Fusha Arsit. Les serpentines et les roches dont elles dérivent sont entièrement et très profondément altérées; la pente est trop raide, et l'érosion trop intense pour que le sol provenant de la composition de la roche sous-jacente puisse subsister, il est entraîné au fur et à mesure de sa formation par les eaux de pluies et de fonte des neiges, si abondantes de septembre à avril dans ces contrées. La roche, déjà diaclasée, est toujours à nu et continuellement exposée à l'action des agents atmosphériques. La serpentine devient si tendre qu'il suffit de quelques pluies pour y creuser des ravinements souvent profonds de plusieurs mètres.

Si toutes les Roches Vertes et surtout les serpentines offrent un modelé de détail très accentué, il n'en est plus de même si l'on considère les massifs entiers qu'elles forment. Ceux-ci sont au contraire arrondis et n'offrent jamais de crêtes très découpées, ni de parois abruptes. Ces massifs sont séparés les uns des autres par des vallées profondes souvent de plusieurs centaines de mètres.

IV. MINÉRAUX DES ROCHES VERTES DE L'ALBANIE DU NORD.

En outre des minerais métalliques comme la chalcopyrite, érubesците, malachite, azurite, chrysocolle, pyrite, limonite, etc., et des amas d'hématite qui sont inclus dans les roches vertes, nous avons trouvé à Kodra et Preznet non loin de Çereti Sipërmë de l'oligiste micacé; à Fukull de la galène et à Kukje près de Puka un peu de blende accompagnant la pyrite au milieu de filons de quartz traversant les serpentines. Jacques Bourcart a décrit des amas de magnétite et de chromite qui se trouvent plus au sud dans la Kaptina de Martanesh (Haute Région) et enfin près du lac d'Ohrida.

A part ces minerais et de nombreux filons de quartz non minéralisés, on ne trouve pour ainsi dire pas de minéraux intéressants dans ces régions. On aurait pu s'attendre à trouver dans de si grandes masses de serpentines de nombreux gisements d'amiante. Ces derniers semblent au contraire extrêmement rares; durant tout notre voyage, nous n'en avons rencontré que deux, l'un à Mëzës au bord du Proni Zezë à un quart d'heure de la sous-préfecture de Puka, l'autre à Nrël au-dessus de Kabashi sur le versant SW du Mali Krabit.

Il est intéressant de signaler la très grande abondance du diallage dans toutes ces régions. Ce minéral se présente souvent en grands cristaux de plusieurs centimètres. Au milieu de wehr-lites, des serpentines, etc. formant souvent de véritables diallagites.

Entre Puka et la rivière Proni Jurrshit on rencontre dans les fissures de la serpentine, en grandes quantités des cristaux fibro-radiés de mésotype:

Enfin bien que n'étant pas situé dans les Roches Vertes, il nous semble intéressant de signaler un gisement de réalgar dans la vallée du Proni Dobrej (cote 100) petit affluent du Drin non loin de Komani. Le réalgar se trouve en couches de 10 à 20 cm. d'épaisseur associé à du quartz au milieu de schistes très feuilletés, non fossilifères et fortement redressés (45° environ). Dans les parties superficielles, le réalgar est altéré par endroit en orpiment.

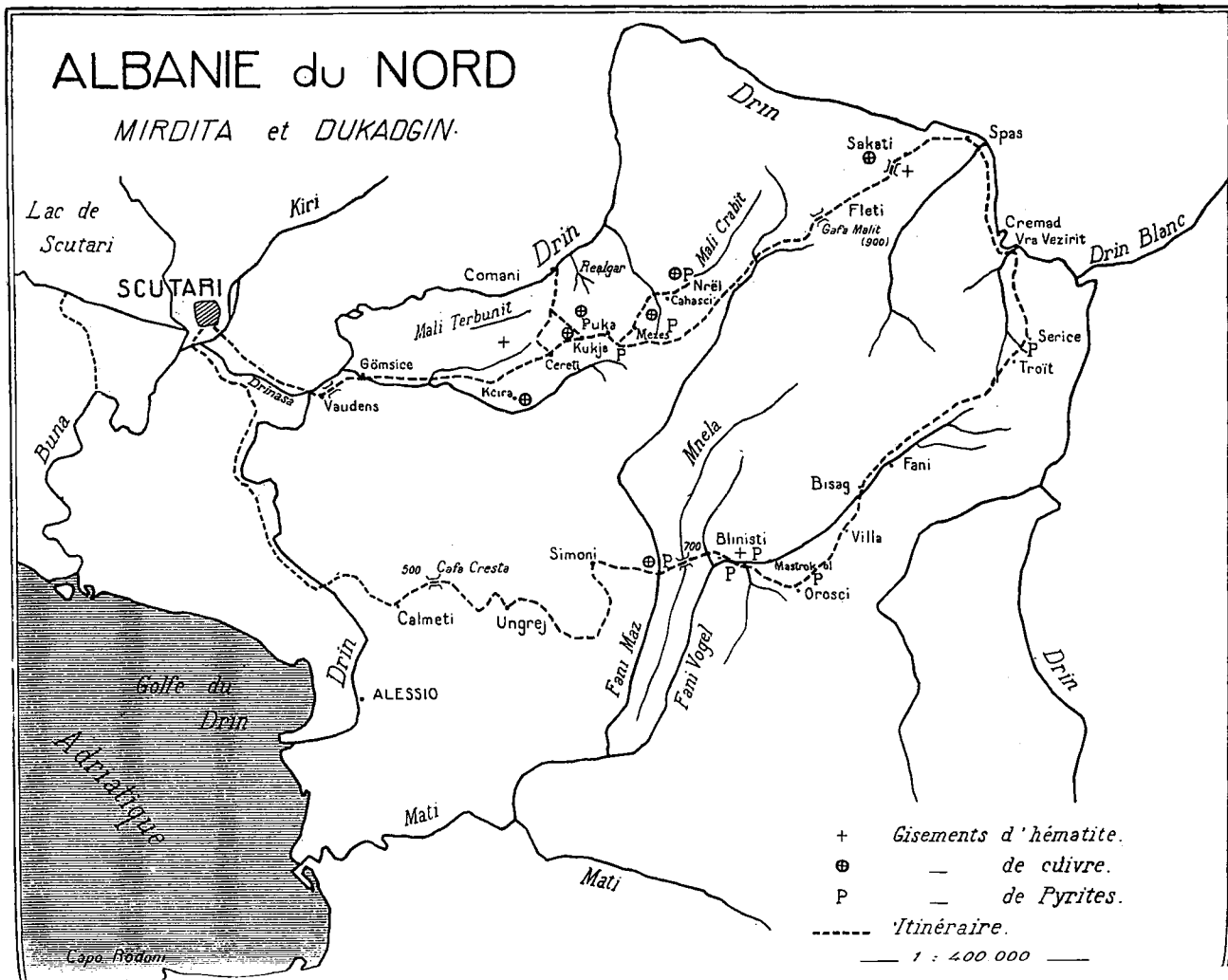
V. GISEMENTS MÉTALLIFÈRES DES ROCHES VERTES DE L'ALBANIE DU NORD.

Les Roches Vertes de la Mirdita, et plus au Nord de la région de Puka sont très minéralisées. Elles renferment la plupart parmi leurs éléments constitutifs, de la pyrite et de la magnétite, en assez grande quantité. En outre, la plupart de ces roches sont traversées par de nombreux filons de pyrite et renferment en grand nombre des amas de minerais sulfurés, principalement de cuivre. Les plus basiques d'entre elles contiennent des gîtes de ségrégation (chromite, magnétite).

Une troisième catégorie de gisements est constituée par d'énormes amas d'hématite étroitement liés à des radiolarites, elles-mêmes en relations avec les Roches Vertes.

Nous n'avons pas eu l'occasion durant notre voyage de rencontrer de gisements de contact tels que ceux signalés par Jacques Bourcart dans les calcaires au contact des serpentines si nombreux au Sud de la plaine de Korça (Koritza), à Kamenica, Rehova-Vithkuqit, par exemple. Ces gisements sont constitués par des sulfures : pyrite, chalcopyrite et érubescite. Le minéral se trouve en amas dans le calcaire à quelques mètres au-dessus de la serpentine.

Parmi les régions que nous avons parcourues, deux points nous ont semblé plus particulièrement minéralisés ; le premier est la région de Paka et comprend les localités suivantes : Kshira, Çereti, Kabashi (Nrël).



Le second point est Oroshi, et comprend les villages suivants : Mastrokol, Blinishti, Simoni.

Il est probable que tout l'ensemble de la région est minéralisé. Si ces deux points nous ont paru l'être davantage, c'est que l'érosion y est particulièrement intense et permet de voir aisément les affleurements des gisements qui sont ailleurs recouverts par la végétation.

Plusieurs analyses de minerais (oligiste, pyrite, minerai de cuivre), provenant des environs de Puka, n'ont indiqué aucune teneur en or, un échantillon de cuivre provenant de la même région, a seul une teneur en argent de 40 grammes à la tonne.

VI. ÉTUDE RAPIDE DES TROIS TYPES DE GISEMENTS.

A. Gîtes de minerais sulfurés.

Ces gîtes sont les plus répandus. Malheureusement aucun travail de mines, même de recherches, sauf celui de Kabashi qui est très superficiel et dont nous dirons quelques mots plus loin, ne permet d'étudier avec précision le mode de formation et la constitution de ces gisements. D'une manière générale l'orientation des filons de pyrite qui affleurent est NW-SE. Ils ne sont pas localisés dans certaines roches mais recourent également les diorites, les gabbros, les diabases et enfin les serpentines provenant de l'altération de ces roches. Quelle que soit la roche encaissante, celle-ci se trouve toujours profondément serpentinisée au voisinage immédiat du filon.

Nous avons observé deux sortes de gisements : les uns, uniquement pyriteux, ayant donné lieu à la formation d'un chapeau de fer à leur affleurement. Ceux-ci sont très nombreux sur les deux rives de la vallée du Fani Vogel entre Mastrokol et Blinishti principalement au confluent du Shefta Groshit et du Fani Vogel. Les affleurements forment de grandes taches de limonite, couleur de rouille, dues à l'oxydation de la pyrite et visibles de très loin.

C'est dans la petite vallée du Proni Jurrshit, à une heure de marche à l'est de Puka, que nous avons vu les filons de pyrite les plus nets. L'un d'eux affleure sur plus de 100 m. avec une puissance moyenne d'un mètre, le minerai est de la pyrite compacte avec un peu de covelline (CuS). A l'affleurement on trouve de la limonite et de la mélantérite (sulfate de fer) la roche encaissante est de la serpentine et la gangue est quartzreuse.

A Kukje (alt. 700 m.) à une demi-heure au SW de Puka on rencontre dans les serpentines un filon de quartz très chargé à cristaux de pyrite et montrant quelques mouches de blende (ZnS).

A Lejthiz au NW de Puka, à l'altitude de 400 m. l'érosion très intense a profondément entamé les serpentines, le réseau hydrogra-

phique est très développé et l'on peut voir sur les versants de petites vallées se dirigeant au N vers le Drin, des fissures dans la serpentine qui sont remplies d'une matière verte colloïdale (très probablement un produit de décomposition de la serpentine) dans laquelle se trouvent de nombreux rognons de la grosseur d'une tête environ, de pyrite et de pyrrholine recouverts de limonite.

Signalons enfin un affleurement de pyrite au milieu des diorites dans la descente du Qafa Malit (950 m.) à Fleti (690 m.); près du Han de Sakari, à Gosa près de la route allant de Scutari à Prizrend (Serbie), à Serçe, à Blinishti dans la Mirdita.

D'autres gisements renferment principalement des minerais de cuivre avec du reste toujours de la pyrite en notable quantité.

La présence de ces gisements se manifeste généralement à l'affleurement par un enduit vert de carbonate et de silicate de cuivre (malachite et chrysocolle) sur les serpentines, mais d'un vert tout différent de celui de la roche encaissante et facile à distinguer.

C'est à Nrël (Kabashi) sur le versant SW du Mali Krabit à la cote 600 environ, que se trouve le seul gisement où l'on ait fait quelques recherches. Une société italienne a construit quelques baraquements et fait ouvrir une galerie d'une dizaine de mètres dans le flanc de la montagne. Voici la liste des minerais que nous avons pu recueillir en partant de la surface.

Malachite.
Azurite.
Chrysocolle.
Limonite.
Cuivre natif.
Cuprite.
Chalcopyrite.
Pyrite.

La gangue est quartzeuse, mais peut renfermer accidentellement un peu de calcite. La roche encaissante est une wehrélite, très serpentinisée dont les cristaux de diallage ont été transformés en bastite.

À Qafa Elgatis, sur la route allant de Çereti à Puka, on remarque des enduits de silicate de cuivre et quelques petits filonnets de cuprite dans les serpentines. Dans la vallée du Proni Jurrshit, sur la rive gauche, en face des gisements de pyrite affleure un gisement de cuivre. En surface on trouve de la malachite, remplissant toutes les fissures de la serpentine, il suffit de quelques coups de marteau pour voir apparaître de la chalcopyrite. Un affleurement de même genre est visible à Vau Madhë, immédiatement en aval du Pont sur le Fani Madhë à la côte 190 dans la Mirdita (route de Oroshi à Ungrej). Autour de Kshira (Puka) se trouvent de nombreux gisements de chalcopyrite toujours dans les serpentines.

Enfin à Guri Mulini à un quart d'heure à l'Est de Çereti poshtmé on peut voir dans le lit d'une petite rivière une très bonne coupe longitudinale d'un filon et le suivre sur plusieurs mètres. Les minerais sont les suivants :

Malachite.
 Erubescite.
 Chalcopyrite.
 Pyrite de fer.
 Limonite, Mélantérite.

Des salbandes argileuses séparent le filon, de la serpentine encaissante.

B. Gîtes de ségrégation au sein des roches basiques.

Bien que nous n'ayons pas eu l'occasion de rencontrer de tels gîtes nous devons mentionner leur présence. Ils ont été signalés par Jacques Bourcart plus au Sud, notamment à la Kaptina Martaneshit sur le versant nord de la vallée de la Bulqiza, un affluent du Drin près de l'entrée de la dépression du Mati, à 12 km. de Bazar Matit, dans la Mirdita. Le minerais est de la chromite, associée à de la magnétite en amas dans des wehrlites à bastite.

D'autres gisements du même genre, extrêmement importants ont été signalés par le même auteur plus au Sud, dans la région du lac d'Ohrida, à Mëmëlishta près de Pogradec, le minerais est également de la chromite et de la magnétite avec des traces de manganèse. Le minerais à l'aspect granuleux. La roche encaissante est également une wehr-lite à bastite. F. von Kerner von Marilaum a signalé de pareils gîtes dans les péridotites de la Valbona (affluent du Drin).

E. Nowack signale la présence de chromite dans des péridotites de la vallée de Shkumbi.

Il est très probable que toutes les roches basiques (péridotites, wherlites, gabbros) si répandues dans la partie de la Mirdita et dans la région de Puka, renferment des gisements analogues et que des travaux de recherches pourront en révéler la présence.

C. Gisements d'hématite.

Jacques Bourcart avait signalé à Ljubanishta, près du lac d'Ohrida, des couches d'hématite analogues à celles que nous avons décrites plus hauts et avait remarqué qu'elles étaient également en relation étroite avec des radiolarites qu'il considérait comme jurassiques. Nowack, en étudiant des roches analogues, provenant des gorges du Skumbi, et n'y ayant pas trouvé de Radiolaires, avait mis en doute l'existence en général de radiolarites en Albanie.

Nous avons été assez heureux, pour découvrir dans une coupe d'un échantillon, accompagnant un gisement d'hématite, à Bli-nishti dans la Mirdita, des fragments non douteux de Radiolaires, et ceci confirme l'hypothèse émise par Jacques Bourcart

que les radiolarites et les amas d'hématite rouge accompagnent toujours en Albanie les Roches Vertes.

Ces gisements affleurent sur de très grandes étendues et en de très nombreux points de la région de Puka et de la Mirdita. Tous se présentent dans les mêmes conditions; le minerai est de l'hématite rouge avec parfois, un peu d'oligiste. Le quartz est très abondant; le microscope permet d'en voir de très nombreux grains isolés au milieu de l'oxyde de fer et parfois même de grandes plages de quartzites indépendantes et réunis par de l'hématite qui joue le rôle de ciment. Les radiolarites auxquelles elles sont intimement liées sont extrêmement fissurées; par endroit, les fragments des radiolarites sont absolument recouverts d'un enduit d'hématite.

Près de Çereti Sipërmë (Mali Terbunit) des roches analogues affleurent sur des centaines de mètres et donnent à la montagne une coloration rouge violette caractéristique. Les radiolarites et les minerais de fer reposent sur des gabbros et autres roches riches en diallage et sont recouverts par des calcaires siliceux non fossilifères.

D'autres gisements de cette nature sont visibles au Qafa Met Pelëz près du Han Sakatit sur la route de Prizrend à Scutari ainsi qu'à Blinishti et à la Shkala Madhë sur la route d'Oroshi à Ungrej dans la Mirdita, etc.

L'origine de ces gîtes est donc certainement sédimentaire.

BIBLIOGRAPHIE

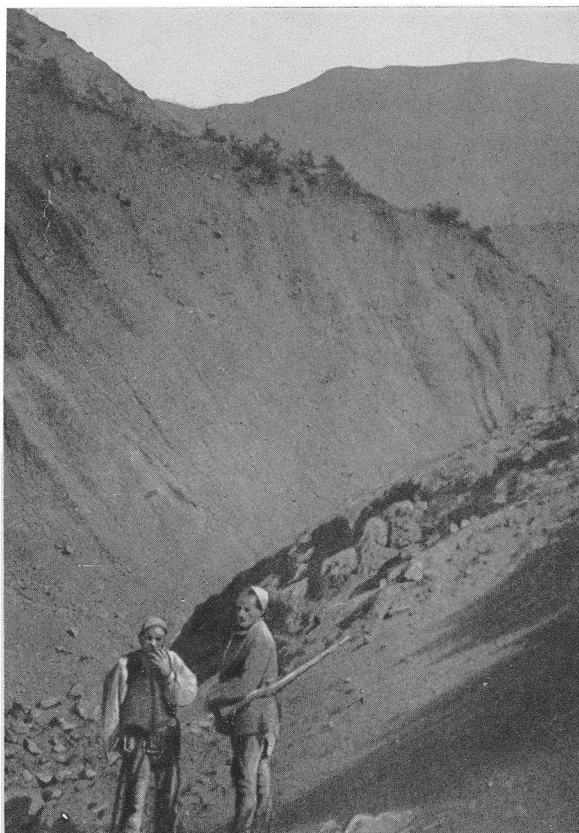
1. 1839. BOUÉ (AMÉ). Mitt. aus der westlichen Türkei, Serbien und Albanien. *N. J.*, 1839, p. 553.
2. 1842. VIQUESNEL (A.). Sur la Macédoine et l'Albanie. *B.S.G.F.*, 1^{re} série, XIV, 1842-1843, pp. 287-292.
3. 1905. NOPCSA (FR. BARON). Zur Geologie von Nordalbanien. *Jahrb. d. k. k. Reichsanstalt*, LV, 1, 1905, pp. 85-152, 20 fig. dans le texte, carte géol. au 1/1500000.
4. 1907. VETTERS (H.). Beiträge zur geologischen Kenntniss des nördlichen Albanien. *Dk. k. k. Akad. d. Wiss. M. N. Kl.*, LXXIX, 1907, p. 201-248.
5. 1908. NOPCSA (FR. BARON). Weitere Beiträge zur Geologie Nord-Albanien. *Mill. d. geol. Ges. in Wien*, 1, 1908 (1-2), p. 103-111.
6. 1908. FRECH (F.). Geologische Forschungsreisen in Nord Albanien. *Mit. k. k. geogr. Ges. Wien*, LII, 1909.
7. 1915. Ministère de la guerre : Commission de géographie du Service géographique de l'Armée. I. Notice sur l'Albanie et le Monténégro, Paris, in-16, Imprimerie Nationale.

8. 1917. F. v. KERNER v. MARILAUM. Geologische Beschreibung des Valbonatales in Nord Albanien, etc. *Dk. k. k. Ak. d. Wiss. in Wien, M. N. Kl.*, XCV [1917], 40 p.
 9. 1918. HAUER (W.). Beiträge zur Geologie und Lagerstättenkunde der Mirdita in Albanien. *Mit. geol. Ges. in Wien*, XI, 1918, pp. 167-192.
 10. 1921. BOURCART (J.) et ABRARD (R.). Sur quelques roches cristallines d'Albanie. *CR. Ac. Sc.*, 13 juin 1903, p. 1508-1510.
 11. 1922. BOURCART (J.). Les confins albanais administrés par la France, in-4°, Delagrave. 1921.
 12. 1923. ERNST NOWACK. Beiträge zur Geologie von Albanien. II. Teil. Das mittlere Skumbigebiet, in-8°, Stuttgart, 1923.
-

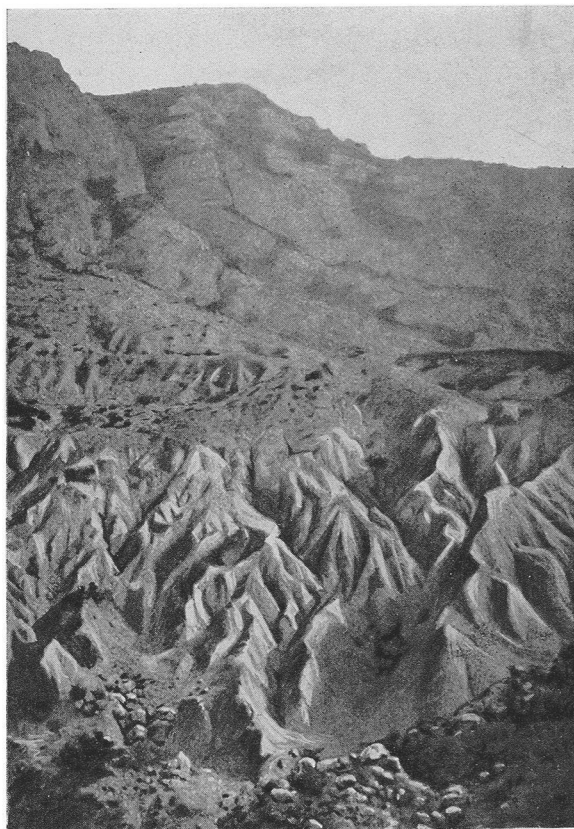
EXPLICATION DE LA PLANCHE I

FIG. 1. Ravinement produit par l'érosion dans les serpentines, chemin de Puka à Fusha Arsit.

FIG. 2. Érosion dans les serpentines au S de la sous-préfecture de Puka (Dukagjin).



(Fig. 1)



(Fig. 2)

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES SUR LA BORDURE OCCIDENTALE ET MÉRIDIONALE DE L'ORDOS

PAR **P. Teilhard de Chardin** ET **E. Licent** ¹.

Dans le courant de l'été de 1923 les auteurs de ces pages ont été chargés par le Muséum national d'Histoire naturelle et le Ministère de l'Instruction publique d'une mission ayant pour objet d'aller étudier et exploiter à nouveau les riches dépôts quaternaires reconnus et exploités déjà extensivement, en 1922, par l'un d'entre eux (sur les indications de deux missionnaires belges, les PP. MOSTAERT et DE WILDE) le long du Sjara-osso-gol, rivière traversant l'angle SE du pays des Ordos. Le plan primitif du voyage était de gagner directement le Sjara-osso-gol à partir de la Ville Bleue en traversant du Nord au Sud le plateau des Ordos. La sécheresse de l'année et la présence de bandits au Sud-Est de la Ville Bleue ayant rendu cette voie impraticable, l'objectif n'a pu être atteint que par un long chemin détourné, celui qui contourne par le Nord, l'Ouest et le Sud le pays que la mission avait espéré traverser en son milieu. Le résultat avantageux de ce détour a été de permettre d'étudier par sa tranche et par son cadre de montagnes une région dont les contours sont peut-être plus intéressants encore que le centre, encombré de dunes et voilé de dépôts récents ².

La présente Note a pour but d'exposer les principales observations géologiques faites au cours de cette exploration.

L'ORDOS. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ASPECT GÉNÉRAL DU PAYS.

Le pays des Ordos forme une unité géographique remarquablement distincte. Il comprend toute la région désertique comprise à l'intérieur de la grande boucle du Fleuve Jaune (entre 106° et 111° de longitude) au Nord de la Grande Muraille de Chine. Cette dernière limite n'est pas aussi conventionnelle qu'on pourrait le croire. La Grande Muraille, en effet, épouse, très exactement et très habilement, du point de vue stratégique, le contour sep-

1. Note présentée à la séance du 4 février 1924.

2. Sur une partie de notre trajet, de Siao k'iao pan à Houng tch'eng, nous avons été précédés par OBROUTCHEV (Asie centrale, Chine du Nord et Nan Chan, t. I, chap. VII). Du livre de cet explorateur (écrit en russe) nous n'avons malheureusement pu lire que les têtes de chapitres et les légendes des cartes.

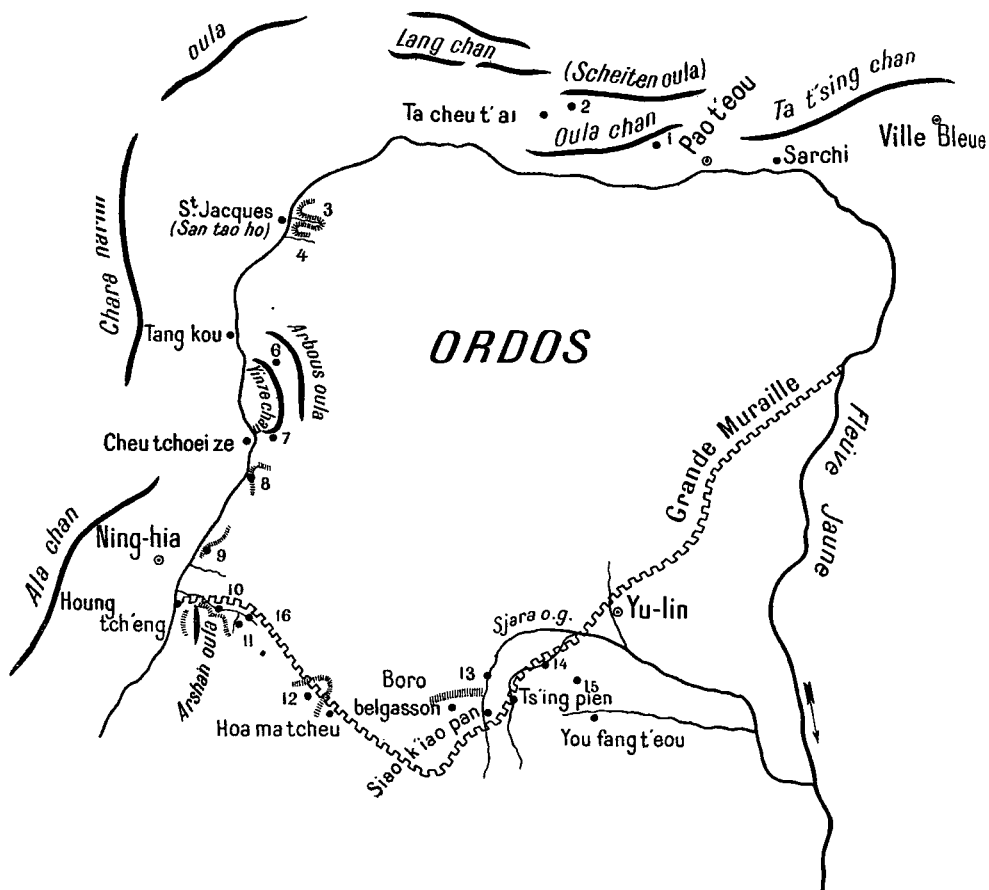
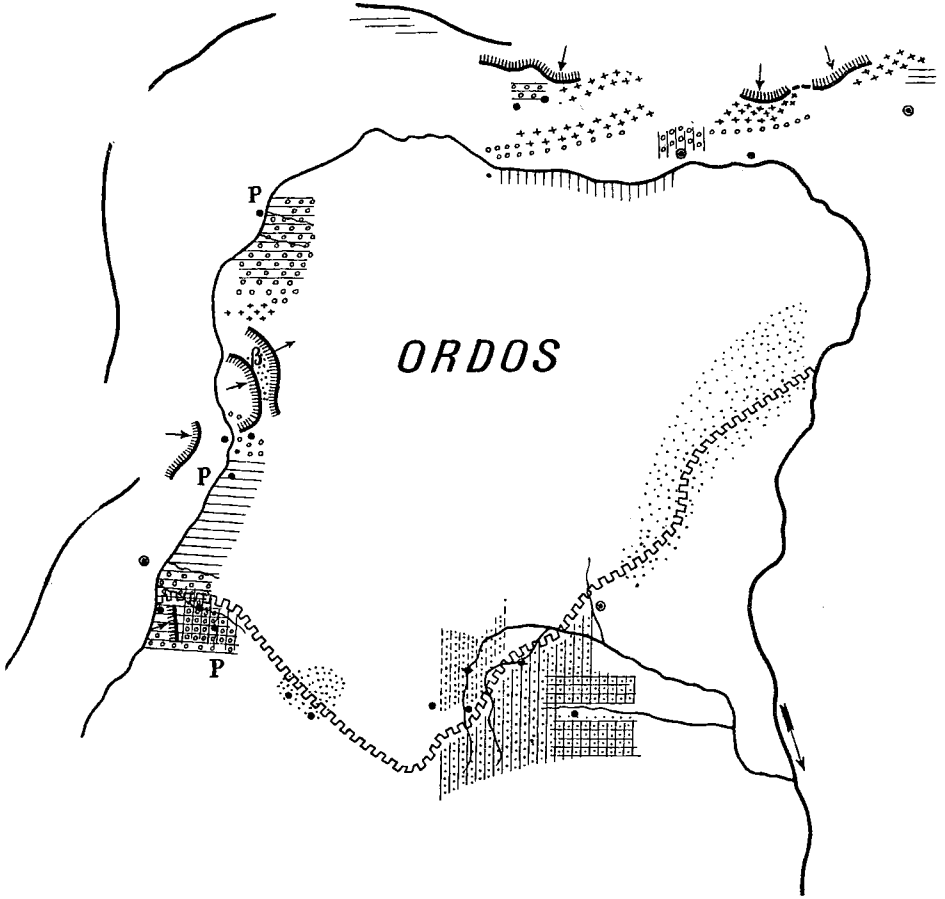


FIG. 1. — CROQUIS GÉOGRAPHIQUE. Échelle : 1/7. 500 000^e environ.

tentrional des montagnes lœssiques du Shensi et du Kansou, au Nord desquelles commence le plateau, extraordinairement uniforme d'altitude et d'aspect, qu'est l'Ordos. L'Ordos est, par excellence, un pays plat, couvert de steppes et de dunes. Seul, le massif de l'Arbous oula, promontoire avancé de l'Ala chan sur la rive droite du Hoang ho, fait une exception notable à cette monotonie du relief et de la végétation, dont la Géologie, nous le verrons, peut donner une explication.

Division de la présente Note.

Pour arriver à définir l'histoire et l'individualité géologiques de l'Ordos, nous étudierons successivement, suivant leur ordre d'ancienneté, les principaux terrains qui le composent. Cette étude comprendra deux parties :















- | | |
|---|--|
|  <i>Cristallophylien</i> |  <i>Grès sous Terre r^g, sous Loess</i> |
|  <i>Nappe paléozoïque</i> | <i>Cailloutis, sur Loess, sur Terre</i> |
|  <i>Grès postcarbonifère</i> |  <i>Grès rouge</i> |
|  <i>Terre rouge</i> | <i>Grès sous sables du Sjara os-</i> |
|  <i>Loess</i> |  <i>-so gol</i> |
|  <i>Sables du Sjara osso gol</i> |  <i>Cailloutis sur Terre rouge</i> |
|  <i>Cailloutis</i> |  <i>Grès sous Loess</i> |
| P <i>Pliocène</i> | β <i>Basalte</i> |

FIG. 2. — CROQUIS GÉOLOGIQUE. Échelle : 1/7. 500.000° environ.

I) Étude des séries plissées (cristallophyllien et Paléozoïque).

II) Étude des séries continentales horizontales (Secondaire, Miocène et Pliocène, Quaternaire) ¹.

I. — Étude des séries plissées.

Les séries plissées forment le cadre, et sans doute le socle fondamental de l'Ordos. Nous les avons observées aux points suivants (voir les cartes 1 et 2) : Ta ts'ing chan, Oula chan, Lang chans, Arbous oula et Yinze chan, collines à l'Est de Houng tch'eng (près de Ning hia).

Partout leur structure s'est montrée la même : sur du Cristallophyllien abrasé repose, en nappes, un Paléozoïque de constitution uniforme, allant du Précambrien au Stéphanien.

Voyons successivement la nature de ces deux séries de roches aux divers endroits où nous les avons rencontrées.

A) SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE.

Les roches cristallophylliennes et métamorphiques qu'on rencontre à la base de la série plissée le long de la boucle du Fleuve Jaune appartiennent au « système du Wu l'ai ». Leurs caractères lithologiques sont très constants. Elles sont formées partout de gneiss (rare), micaschistes et leptynites grenatifères, amphibolites, grès et marbres blancs (souvent cipolinisés). Ces diverses roches, redressées d'ordinaire presque jusqu'à la verticale, montrent une structure sédimentaire encore étonnamment distincte. Les bancs de pegmatite (souvent à gros éléments, mais très pauvres en minéraux spéciaux) sont abondants. En revanche les filons de microgranites et diabases ne se rencontrent que de loin en loin. Dans cette formation puissante, il ne semble pas y avoir de discordance. Nulle part (sauf peut-être, à la jumelle, dans le Ta ts'ing chan, à l'Est de la Ville Bleue) nous n'avons observé de granite.

1) Au *Ta ts'ing chan*, deux points seulement ont été visités par nous : les environs de Mé teull (à l'Est de Sarchi) et ceux de Pao t'eu.

A Mé teull, la montagne est formée de bancs épais de quartzite et de marbre, verticaux, de direction NS, suivis, sur la rive gauche du torrent de Mé teull, par des amphibolites et des micaschistes.

1. Beaucoup de localités dont il sera question ci-dessous étant anonymes, ou ayant des noms difficiles à inscrire (faute de place), nous les avons désignées, sur la carte 1, par des chiffres (de 1 à 16). Dans le texte, ces chiffres sont imprimés entre crochets : [1], etc.

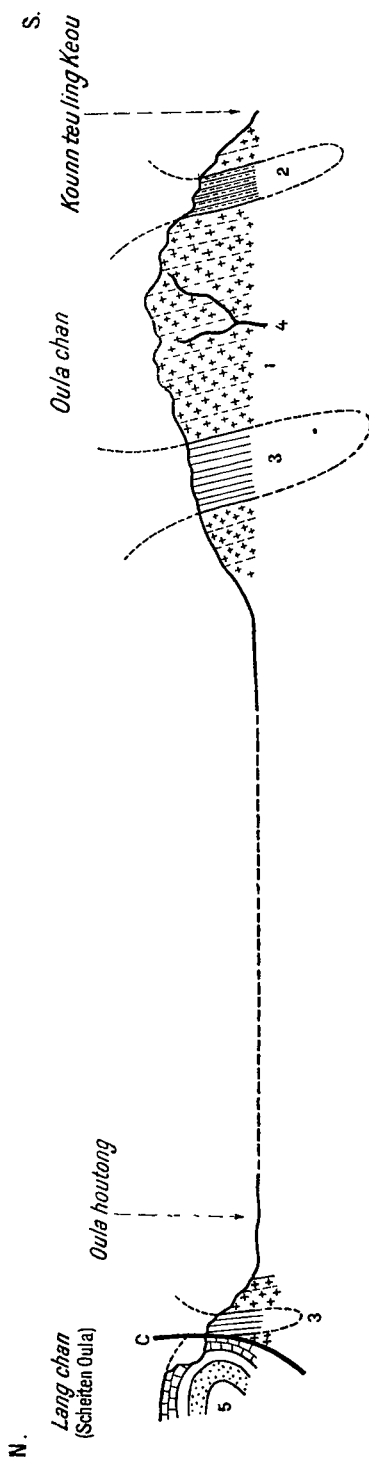


FIG. 3. — COUPE IDÉALE DE L'OULA CHAN ET DU LANG CHAN ORIENTAL. — 1 Cristallophyllien. — 2 Roches à grenats. — 3 Marbres blancs et cipolins. — 4 Microgranite. — 5 Nappe paléozoïque. — C, surface de contact de la nappe.

A Pao t'ou, la série est entièrement cristallophyllienne et la direction des couches est NW-SE. Les roches sont assez riches en grenats, et traversées de filons de microgranite rose. La chaîne, en ce point, s'abaisse et a subi une violente abrasion quaternaire sur laquelle nous reviendrons plus loin.

A l'Est de Mé teull, on voit, du chemin de fer, le Cristalloyllien disparaître (aux environs de la station de Tao chao) sous les nappes, fortement érodées, du Paléozoïque. Près de la Ville Bleue, il réapparaît, très riche en marbres blancs; et c'est lui qui sert de soubassement au basalte sur tout le grand plateau traversé par la voie ferrée entre la Ville Bleue et Ta toung fou.

2) Le *Oula chan* a été traversé par nous, du Sud au Nord, dans sa partie orientale (passe de Kounn teu ling keou [1]) et a pu être bien étudié. Il est entièrement formé de roches cristalloylliennes et métamorphiques, plongeant de 80 degrés au SSE, c'est-à-dire parallèlement à l'axe de la chaîne. Les couches les plus méridionales sont formées de micaschistes à grenats, grenatites, amphibolites, alternant avec des bancs de pegmatite assez

riche en magnétite. Viennent ensuite des micaschistes, traversés de quelques filons de microgranite (sans phénocristaux de quartz). Vers le dernier tiers (septentrional) du massif apparaissent des couches épaisses de très beau marbre blanc, souvent cipolinisées, se débitant en plaquettes. La passe de Koung teu ling keou traverse donc successivement un synclinal, un anticlinal, puis un synclinal, de la série de Wu t'ai (fig. 3).

Cette coupe paraît donner une idée exacte de la structure générale de la chaîne. En effet, vu du Fleuve Jaune, le Oula chan semble formé de trois principaux chaînons disposés en coulisse NE-SW : les deux chaînons externes sont zébrés de marbre blanc, et le chaînon central (de beaucoup le plus élevé) est entièrement

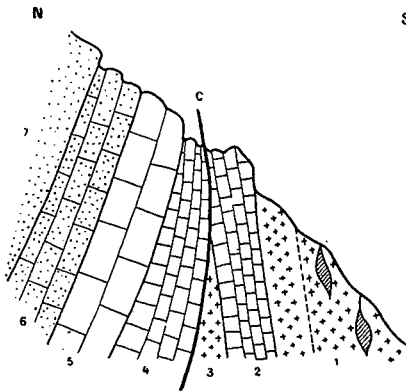


FIG. 4. — COUPE PRISE A L'ENTRÉE DE LA GORGE DE OULA HOUTONG. — 1 Micaschistes et lentilles de pegmatite à gros éléments. — 2 Marbre blanc. — 3 Pegmatite à petits éléments. — 4 Calcaire bleu légèrement cristallin (?). — 5 Calcaire bleu. — 6 Calcaire silicifié. — 7 Quartzite bleuâtre. — C, surface de contact de la nappe.

crystallophyllien. Cette structure, très simple, pourrait cependant être compliquée par des failles. Quant on arrive, par le Fleuve Jaune, à l'angle W de la chaîne, le Oula chan paraît formé de deux grandes dalles basculées vers le Nord (de 40 degrés environ). Cette disposition en dalles a quelque chance d'être générale pour tout le Cristallophyllien de la région, et elle expliquerait alors l'allure des multiples chaînes, parallèles entre elles, qui s'allongent entre l'Ordos et le Gobi.

3) Les montagnes qui forment l'extrémité orientale

du *Lang chan* (elles sont appelées *Scheiten oula* sur les cartes allemandes) n'ont été visitées par nous qu'à leur terminaison occidentale [2], près du village de Oula houtong (à 30 km. E de Ta cheu tai) (fig. 3 et 4). Mais la structure de la série cristallophyllienne y est sûrement la même que dans le Oula chan. Sur toute sa longueur on distingue parfaitement de larges bandes de marbre blanc, plongeant au SSE. Nous avons pu observer de près, à Oula houtong, la terminaison de ces couches, qui alternent avec des pegmatites.

4) *Arbous oula*. L'Arbous oula, nous l'avons dit, forme une sorte de coin, détaché de l'Ala chan, et pénétrant dans l'Ordos.

Le massif est presque entièrement paléozoïque. Mais, à son extrémité septentrionale [5], il repose, par contact anormal, sur une plateforme de Cristalloyhyllien (fig. 3). Cette plateforme, qui dessine, jusqu'à une vingtaine de kilomètres au moins au N de l'Arbous oula, une ancienne pénéplaine (haute environ de 50 m. au-dessus du niveau du steppe), est entièrement faite de mica-schistes à grenats, en bancs verticaux, de direction NS ou EW (suivant l'écaille que l'on considère, cf. p. 27).

(5) Dans les collines à l'*E de Houng chang*, où nous signalerons tout à l'heure du Paléozoïque, les roches cristallines n'apparaissent pas au jour. Elles se rencontrent seulement, à l'état de blocs roulés, dans certaines alluvions quaternaires [11]. Nous reviendrons plus loin sur ce sujet.

Grâce à l'extension de ses affleurements, à la constance de ses caractères lithologiques et à la netteté, tout à fait remarquable, de sa stratification, le Cristalloyhyllien qui borde l'Ordos se prête à des études de tectonique précise. Il serait facile, semble-t-il, de réunir, sur la direction de ses couches et l'allure de ses synclinaux de marbre des données assez nombreuses pour retrouver les directrices de l'ancienne chaîne abrasée dont il constitue les restes.

B) SÉRIE PALÉOZOÏQUE.

Les roches paléozoïques qu'on rencontre, autour de l'Ordos, par-dessus le Cristalloyhyllien, présentent, comme ce dernier, une très grande uniformité dans leurs caractères lithologiques et leur appareil tectonique.

1) Au *Ta ts'ing chan* leur série n'a pu être étudiée de près au cours de ce voyage, mais elles existent, bien représentées, dans ce massif. Du chemin de fer de Pao t'ou on voit distinctement les plis serrés de grès et de calcaires couronner le Cristalloyhyllien au N de Sarchi (où on exploite activement des houilles vraisemblablement stéphaniennes), puis, à mi-chemin de la Ville Bleue, descendre jusqu'au niveau de la plaine du Fleuve Jaune. Comme au Lang chan et à l'Arbous oula, dont nous allons parler, une série stratifiée est ici visiblement poussée vers le S, avec ou sur son soubassement de roches métamorphiques. M. Wang, du Service géologique de Péking, qui a précisément exploré cette série au cours du présent été, l'a trouvée formée de grès stéphaniens, puis de grès jurassiques, inclinés au N, et séparés du Cristalloyhyllien par un conglomérat de base¹.

1. L. P. LICHT, dans son voyage de 1920 (cf. ses Mémoires) avait antérieurement fait la même observation.

2) Dans le *Oula chan*, le Paléozoïque n'existe pas. La chaîne représente une simple barrière découpée par l'érosion dans le vieux socle cristallin.

3) A l'extrémité W du *Lang chan* oriental (*Scheiten oula*) par contre, la rencontre des deux séries, paléozoïque et cristallophyllienne, se fait de la manière la plus intéressante, et peut être fort bien observée dans la gorge qui s'ouvre au NE du village de Oula houtong [2]. En ce point (fig. 3 et 4) la succession des couches, du S au N, est la suivante :

- | | | |
|--|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Micaschiste, renfermant des lentilles de grosse pegmatite. 2. Marbre blanc. 3. Mince couche (3 à 40 cm.) de fine pegmatite. 4. Calcaire bleu, massif (légèrement cristallin ?) (1 mètre). 5. Calcaire bleu, massif (devenant caverneux par altération). 6. Calcaires silicifiés. 7. Quartzites. | } | <p>Série métamorphique appartenant au même faisceau de plis que le Oula chan.</p> <p>Série paléozoïque (sans fossiles).</p> |
|--|---|---|

Toutes ces couches vont sensiblement de l'E à l'W, et sont presque verticales, le Cristallophyllien plongeant de 80 degrés au S, et le Paléozoïque de 85 degrés au N. Par ailleurs aucun phénomène trace d'écrasement n'est perceptible entre les niveaux 3 et 4. Observées sur la ligne même de leur contact, les deux séries donnent donc la curieuse impression d'être concordantes, les premiers bancs calcaires rencontrés après la pegmatite faisant suite, tout naturellement, aux bancs de marbre. Mais si on cherche quelle est, dans son ensemble, l'allure des terrains paléozoïques, on voit immédiatement qu'au N de la surface de contact, sur la crête de la montagne, leurs couches, d'abord verticales, se rétablissent presque horizontales, en dessinant une voûte dont les diverses écailles concentriques apparaissent distinctement dans une déchirure (fenêtre) elliptique ouverte aux flancs de la falaise rocheuse. A Oula houtong, le Paléozoïque représente, tectoniquement, la charnière d'une nappe venant du N, nappe encapuchonnée dans le Cristallophyllien. C'est peut-être à cet encapuchonnement qu'il faut attribuer l'absence complète de dynamométamorphisme au contact des deux masses.

Au NW de Oula houtong on voit les couches paléozoïques se développer en une longue chaîne faite de plis empilés. Cette partie du *Lang chan* (d'où on extrait de la houille) est géologiquement inconnue, et mériterait une exploration particulière. Elle

N. E.

Yinze chan

S.W.

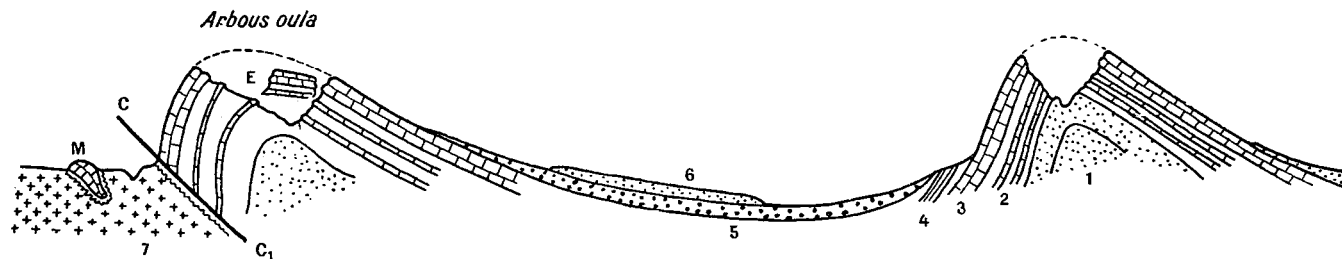


FIG. 5. — COUPR (EN PARTIE IDÉALE) A TRAVERS L'ARBOUS OULA ET L'YINZE CHAN. — 1 Quartzites, 2-3 Calcaires précambriens. — 4 Ordovicien. — 5 Stéphanien. — 6 Grès post-carbonifères. — 7 Cristallophyllien. — M Lambeau de calcaire et mylonite. — E Enclume de Gingshis.

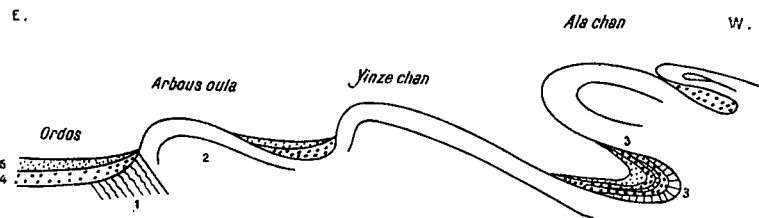


FIG. 5 bis — SCHÉMA EXPLIQUANT HYPOTHÉTIQUEMENT LES RELATIONS QUI EXISTENT ENTRE L'ALA CHAN, L'YINZE CHAN, L'ARBOUS OULA ET L'ORDOS. — 1 Cristallophyllien. — 2 Précambrien. — 3 Récurrences marines, carbonifères ou permienes. — 4 Stéphanien. — 5 Grès post-carbonifères.

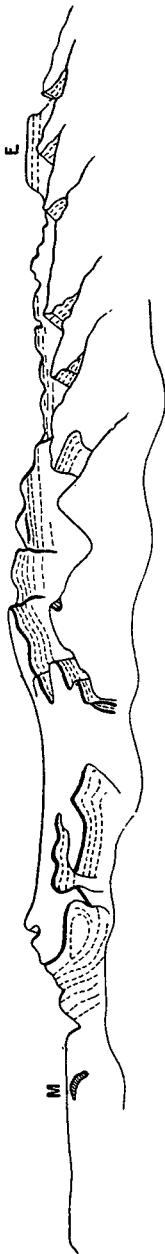


Fig. 6. -- Vue de l'Arbous oula, prise de l'extrémité W du synclinal. — E « Enclume de Ginghis ». — M lame de mylonite.

contient sans doute des nappes importantes de rhyolites, car de grands blocs de cette roche, renfermant parfois de nombreuses pyromérides de 5 à 10 cm. de diamètre (ce type de roche n'avait pas encore été signalé en Chine), se rencontrent fréquemment dans les alluvions descendues du N.

4) Nous arrivons maintenant à deux chaînes où le Paléozoïque des régions avoisinant l'Ordos a pu être étudié par nous avec le plus de détail : l'Arbous oula et le Yinze chan.

Ces deux beaux massifs jumeaux qui rompent, d'une manière si inattendue, la monotonie de l'Ordos occidental, ont une structure générale très simple, dont le dessin essentiel est donné par la fig. 5. Sur cette coupe on voit que l'Arbous oula et le Yinze chan sont formés chacun par un anticlinal déversé au NNE. Entre les deux s'étend un large synclinal contenant du Stéphanien et des formations plus récentes.

Cinq questions doivent nous arrêter plus spécialement dans l'étude de cette région particulièrement instructive. Ce sont :

- a) Les relations du Paléozoïque avec le substratum cristallophyllien.
- b) La constitution géologique des anticlinaux.
- c) La nature des terrains remplissant les synclinaux.
- d) La direction des plis anticlinaux.
- e) La transition de la structure plissée de l'Ala chan à la structure tabulaire de l'Ordos.

a) *Relations du Paléozoïque de l'Arbous oula
avec la série cristallophyllienne.*

Ces relations s'observent admirablement à l'extrémité N de l'Arbous oula. En ce point [5], nous avons déjà signalé l'existence d'un plateau de roches cristallophylliennes. Sur ce plateau la masse entière de l'Arbous oula s'avance, indiscutablement, en nappe charriée, de l'W à l'E.

La surface de charriage est visible, d'abord, dans le corps même de l'Arbous oula. Au pied du massif qui termine, au N, la chaîne (non loin d'une lamaserie ruinée) on voit les micaschistes s'enfoncer sous le calcaire; et, dans un torrent qui descend de la montagne, la surface de contact elle-même est clairement mise à jour: sur un amas de roches verdâtres, broyées, les bancs calcaires reposent par l'intermédiaire d'une épaisse couche de brèche.

Mais il y a mieux. A 2 km. NW du front de nappe, nous avons trouvé une lame épaisse de calcaire, prise en plein milieu des roches métamorphiques (fig. 7). Cette lame (faite du même calcaire bleu massif que celui qui enveloppe l'anticlinal de l'Arbous oula) forme, au milieu des micaschistes, une haute crête noire, large de 30 m., longue de 300 environ, orientée SW-NE. De part et d'autre de cette crête, la roche encaissante constitue une mylonite typique (fragments verdâtres de roches cristallines mêlés à des lambeaux de calcaire) épaisse de

43 m. au NW et de 20 au SE. Les micaschistes, orientés du N au S au NW de la lame calcaire, sont dirigés de l'E à l'W au SE de celle-ci. De ce même côté SE, un filon de diabase (épais de 2 m.) est coupé net à la rencontre du calcaire pincé. On ne peut imaginer quelque chose de plus clair comme contact anormal. Cette rencontre brutale n'est accompagnée du reste d'aucun phénomène de métamorphisme. Dans le massif entier de l'Arbous oula, les roches paléozoïques sont parfaitement fraîches: nous n'y avons observé aucun lustrage des schistes, mais seule-

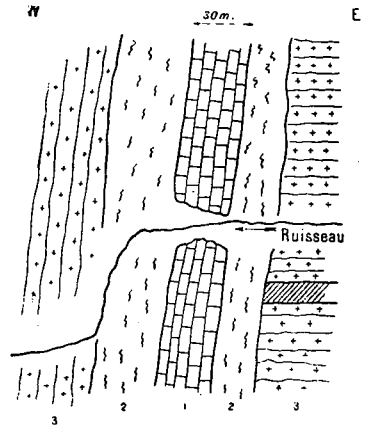


FIG. 7. — VUE (EN PLAN) DE LA LAME DE CALCAIRE MYLONITISÉ, AU N DE L'ARBIOUS OULA. — 1 Calcaire bleu. — 2 Mylonite — 3 Micaschistes à grenats. — 4 Filon de diabase.

ment un peu d'écrasement des calcaires au voisinage de charnières. Les plissements et charriages ont dû s'effectuer, là, à faible profondeur.

b) Constitution des noyaux anticlinaux de l'Arbous oula et de l'Yinze chan.

La presque totalité de l'Arbous oula et de l'Yinze chan est formée de roches probablement précambriennes (siniennes, au sens accepté par le Service géologique de Péking). De puissantes masses de quartzites blancs et roses occupent le centre des anticlinaux. Viennent ensuite des calcaires, souvent gréseux, dont les bancs, finement rubannés, s'empilent sur des centaines de mètres de hauteur. Enveloppant le tout, apparaît le calcaire bleu massif, à parois cavernueuses, que nous avons déjà rencontré, dans la même situation, au Scheiten oula, et que nous retrouverons encore dans les collines de Houng tchang.

Cette énorme formation ne paraît contenir aucun fossile. En revanche, en deux points de la bordure externe de l'Yinze chan, — dans la plaine au S du lieu dit Teurba Ossa (à mi-chemin entre [6] et [7], et au pied exactement de la lamaserie Wambara sseu [7]), près de Cheu tchoeize —, nous avons trouvé des schistes à Graptolites (*Didymograptus*, *Climacograptus*¹), indiquant la présence de l'Ordovicien inférieur. Ces schistes, très redressés, paraissent intercalés entre les calcaires supérieurs du Précambrien et les grès stéphaniens qui nous restent à décrire. Mais il n'est pas sûr du tout qu'ils supportent directement ces grès, et encore moins que leur série soit représentée partout en bordure orientale de l'Yinze chan.

c) Nature des dépôts remplissant les synclinaux dans le massif de l'Arbous oula.

Les dernières couches de l'Yinze chan et de l'Arbous oula, celles qui, manquant sur les crêtes anticlinales, occupent le fond des synclinaux, contrastent absolument, au point de vue lithologique, avec celles que nous venons de décrire. Au lieu d'être formées de roches à grain fin ou à ciment très dur, elles sont entièrement et grossièrement détritiques. Des grès et conglomé-

1. Détermination de M. GRABAU. A 5 ou 6 km. NW de Wambara sseu, sur un bloc isolé de calcaire, nous avons trouvé un *Endoceras*. Les relations entre ce calcaire à Céphalopodes et les schistes à Graptolites n'ont pu être définies.

rats blancs, appartenant au Carbonifère supérieur¹, remplissent la dépression comprise entre l'Arbous oula et l'Yinze chan. Les strates de cette formation sont fortement relevés, en bordure (nous n'avons pas pu vérifier s'ils reposent sur les calcaires bleus en discordance angulaire). Mais ils ne s'élèvent pas haut sur les croupes montagneuses. En revanche, ils combleront le synclinal qui sépare les deux chaînes, à la manière d'énormes dalles. Si on ne regarde pas ses bords, le bassin houiller de l'Arbous oula paraît non pas plissé, mais formé de couches presque horizontales, à peine inclinées à l'W.

Avec le Carbonifère supérieur commence donc, en Mongolie occidentale (comme dans presque toute la Chine du Nord), une période d'érosion et de sédimentation continentale, — coïncidant avec l'atténuation des mouvements orogéniques. Il semble que les grès houillers de l'Arbous oula se soient déposés dans un synclinal déjà dessiné, et aux dépens de crêtes anticlinales antérieurement soulevées. Faute de temps, nous n'avons pas pu vérifier s'ils reposent en discordance angulaire sur le calcaire précambrien (ou les schistes ordoviciens) sous-jacents.

En suivant, vers le SE, la longue dépression qui sépare l'Arbous oula de l'Yinze chan, on voit apparaître, au-dessus des grès houillers, d'autres grès plus tendres, rouges et verdâtres, inclinés eux aussi, légèrement, vers l'W. Ces dépôts bariolés paraissent appartenir à la série post-carbonifère dont il va être question dans le prochain paragraphe.

d) Direction des plis de l'Arbous oula et de l'Yinze chan.

Comme le montre la carte 2, les deux anticlinaux de l'Arbous oula et de l'Yinze chan dessinent deux courbes concentriques, s'avancant sur l'Ordos. Nous n'avons pu étudier la terminaison méridionale de l'Arbous oula. Mais le rebroussement Sud du pli de l'Yinze chan est admirablement net. Il s'observe particulièrement bien au voisinage de la lamaserie de Wambara sseu. Cette lamaserie, au pied de laquelle nous avons déjà signalé un gisement de Graptolites, est nichée dans une falaise calcaire, au point précis où la courbure de l'axe de la chaîne est le plus aiguë.

Pour achever d'expliquer la structure des montagnes de l'Ordos entre Tang kou et Cheu tchoei ze, il suffira de noter que la

1. Ces grès renferment de la houille exploitée un peu partout, en surface, dans le pays, notamment à Cheu tchoei ze. En ce dernier endroit, au pied du promontoire qui se dresse sur la rive droite du Hoang ho, en face du bourg nous avons recueilli, dans un banc de grès dur, une jolie flore stéphanienne.

rupture (par érosion) des voûtes anticlinales subdivise chacune des deux principales chaînes (Arbous oula et Yinze chan) en deux chaînes secondaires : l'externe (ou orientale) à parois verticales, l'interne (ou occidentale) formée de couches d'abord tabulaires, puis plongeant à l'W (fig. 5). C'est une des masses médianes tabulaires de l'Arbous oula qui constitue la fameuse « Enclume de Ginghis khan ».

L'Ala chan est resté en dehors de nos investigations. Mais on sait, par OBRROUTCHEV ¹, qu'il est formé, à l'W de Ning hia, par un grand anticlinal couché vers l'E. C'est, en plus compliqué et en plus grand, la structure même de l'Arbous oula. Dans le massif qui se termine au-dessus de Cheu tchoei ze (Petit Ala chan), on reconnaît distinctement, de loin, le front d'un pli déversé sur la vallée du Fleuve Jaune.

e) Transition de la structure plissée à la structure tabulaire.

Somme toute, on peut dire que l'Arbous oula et l'Yinze chan nous permettent de saisir le passage (peut-être continu) de la formation plissée de l'Ala chan au pays tabulaire de l'Ordos. De l'Ala chan à l'Ordos, à travers l'Arbous oula, on voit graduellement s'adoucir les plis et changer les faciès. Le Stéphanien contient des récurrences marines ², il est recouvert par le Précambrien et métamorphisé ³, sur la rive gauche du Fleuve Jaune. Sur la rive droite, par contre, il est entièrement détritique, et, au milieu des synclinaux largement ouverts, ses bancs demeurent presque horizontaux. L'intensité des mouvements orogéniques et la profondeur du géosynclinal vont « en mourant » de l'W à l'E.

Il ne semble donc pas qu'il y ait ennoyage des plis sous le plateau d'Ordos, ni contact par faille entre ce plateau et l'Arbous oula. Tout porte à croire que l'Ordos, à l'E de l'Arbous oula représente simplement, en beaucoup plus grand, un bassin équivalent à celui qui s'étend entre l'Arbous oula et l'Yinze chan. Dans cette hypothèse, la surface de charriage qui sépare le Précambrien du Cristallophyllien n'affecterait pas les couches stéphanien et mésozoïques, de sorte qu'il y aurait eu deux phases principales dans la formation de l'Arbous oula et de l'Ala chan : la première, post-ordovicienne, suivie de

1. Cf. SUSS. La Face de la Terre, t. III, p. 259.

2. M. W. H. WONG y a recueilli des *Gastrioceras* au S de Ning hia, et le R. P. DE WILDE des *Philipsia* dans un calcaire nankin auprès de Chia i ze (20 km. au S de Cheu tchoei ze).

3. Renseignements de M. WONG et observations du P. LICENT.

l'émergence donnant naissance au Carbonifère détritique ; la deuxième mésozoïque. Le charriage de l'Arbous oula daterait de la première phase. La deuxième, très violente dans l'Ala chan, n'aurait agi que faiblement sur les montagnes de l'Est.

5) *Massif à l'Est de Houng tch'eng*¹. En quittant l'Arbous oula, nous pensions ne plus retrouver de Paléozoïque au voisinage immédiat de l'Ordos. Grande, par suite, a été notre surprise d'en rencontrer encore un lambeau à l'E de Houng tch'eng (SE de Ning hia). Ce lambeau, qui émerge de la grande masse de Terre rouge et d'alluvions quaternaires dont nous parlerons plus loin, est formé d'une crête de calcaire bleu, presque entièrement bréchoïde, parfois caverneux en surface, de 20 m. de large en moyenne sur 5 km. de long. Cette lame, orientée à peu près NS, plonge à l'E de 85 à 90 degrés. Il faut certainement y voir la bordure mylonitisée d'un massif actuellement enseveli sous la Terre rouge, ou, mieux encore, une lame détachée de ce massif (lame pareille à celle que nous avons décrite au N de l'Arbous oula). Les épais conglomérats quaternaires de la région contiennent en abondance des calcaires silicifiés gris, roses ou noirs, précambriens, et, en un point (rivière 14, *cf.* p. 68) des blocs de roches granitiques, qui représentent sans doute les vestiges de cette ancienne chaîne, aujourd'hui complètement cachée. La chaîne en question doit sans doute être regardée comme un pli avancé de l'Ala chan, qui allait se raccorder, au S, avec le Louo chan.

CONCLUSION.

Si on rassemble les diverses observations qui précèdent, on voit (conformément aux vues de Suess)² que, sur les bords N et W de l'Ordos, le Paléozoïque (et un peu de Mésozoïque) s'avance, en convergeant, par plis couchés, ou même par véritables nappes, sur un socle de Cristallophyllien. Tantôt ce socle cristallin émerge largement sous forme de hautes chaînes découpées, par l'érosion, dans la masse des terrains métamorphiques (Ta ts'ing chàn, Oula chan). Tantôt il est presque entièrement immergé sous les nappes (Lang chan central, Arbous oula) : et alors, les formations paléozoïques prennent un développement incomparable.

II. — *Études des séries horizontales.*

Nous avons dit que, dans le synclinal de l'Arbous oula, des

1. Ce petit massif a été vu par OBROUTCHEV (*loc. cit.*, chap. VII), qui l'appelle Arshan oula.

2. La Face de la Terre, t. III, chap. vi.

grès tendres, fortement colorés, faisaient suite aux grès blancs houillers, et représentaient vraisemblablement le Mésozoïque. Avec ces grès commence proprement la série des formations détritiques et continentales, horizontales (amorçées, en fait, dès le Stéphanien) dont l'importance est si grande dans la Géologie de la Chine du Nord. Ce sont ces formations (Grès post-carbonifères, Terre rouge, Loess), vraiment constitutives de l'Ordos, qu'il nous faut maintenant étudier. Pour le faire, nous adopterons un ordre différent de celui qui nous a servi pour la description des séries plissées. Partant des montagnes du SE des Ordos (montagnes du Shensi), où le Mésozoïque et le Cénozoïque continentaux de la Chine septentrionale sont le plus typiques, ou le mieux connus, nous nous éloignerons de cette base en allant progressivement vers l'W, puis le N, suivant ainsi une marche inverse de celle qui a été la nôtre jusqu'ici.

A) LES GRÈS POST-CARBONIFÈRES (MÉSOZOÏQUE).

Sous ce nom, extrêmement vague, les géologues qui ont étudié la Chine comprennent une série, mal débrouillée, de grès peu fossilifères qui forment le soubassement, profondément raviné, des Terres rouges et jaunes dans tout le N du Shensi et du Kansou.

La région la plus orientale où nous ayons étudié cette formation, — celle aussi où nous l'avons atteinte dans ses couches les plus profondes (exception faite pour l'Arbous oula) —, est le pays de You fang t'ou au SE de Yu lin fou (fig. 8). En ce point, les Grès post-carbonifères sont constitués par des roches gréseuses ou schisteuses, grises ou vert foncé, renfermant de nombreux lits de charbon, très exploités dans la région. Près de You fang t'ou, les schistes nous ont fourni une riche flore (Fougères, *Equisetum*, *Pinus* . . .) de caractère jurassique ou crétacé inférieur (Wealdien).

En s'éloignant de You fang t'ou vers l'W, on voit apparaître, au-dessus des grès verts, des marnes vineuses, peu épaisses, puis un grès rouge puissant qui paraît marquer l'établissement d'un régime strictement continental. La succession s'observe admirablement le long de la rivière de Tsing pien en aval du point [14]. Localement (par ex. au fond d'une gorge, à l'E de la petite localité de Tcheu mou cheu [15]), les marnes deviennent calcaires, fossilifères (restes nombreux de Ganoïdes), et se chargent de nodules jaspés¹. Quant aux grès rouges, sans fos-

1. La même série a été trouvée, cette année même, un peu plus au N, par M. WANG. Dans les schistes à Poissons, M. WANG a recueilli plusieurs coprolithes de Squales, indiquant un régime saumâtre.

8 août 1924.

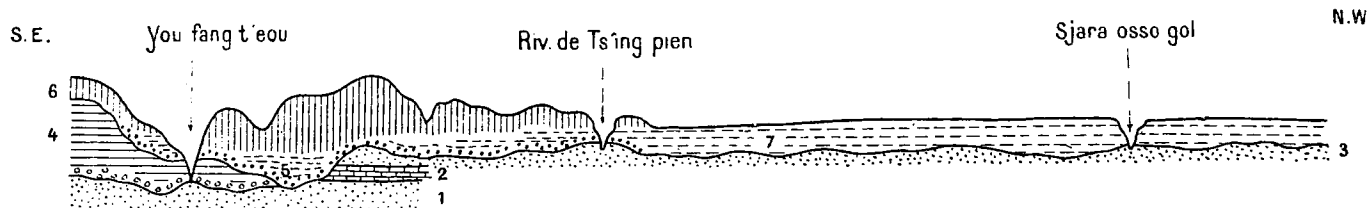


FIG. 8. — COUPE IDÉALE DE L'ORDOS SE ET DES MONTAGNES DU SHENSI SEPTENTRIONAL. — 1 Grès vert, à lignites. — 2 Marnes à Ganoïdes. — 3 Grès rouges. — 4 Terre rouge, avec son conglomérat de base. — 5 Conglomérats et couches de base du loess. — 6 Loess massif. — 7 Sables du Sjara osso gol.

Bull. Soc. géol. Fr. (3), XXIV, — 5.

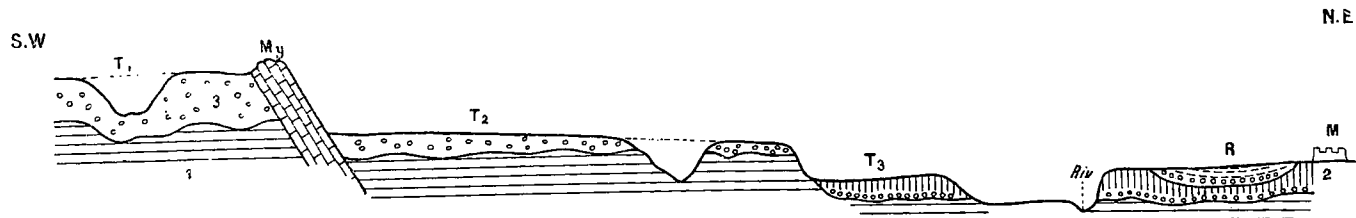


FIG. 9. — COUPE DU BASSIN LOESSIQUE DU CHOCI TONG KROU. — 1 Terre rouge. — 2 Loess sableux (à Rhinocéros et industrie paléolithique). — 3 Cailloutis des terrasses. — T₁ Terrasse de 100 m. — T₂ Terrasse de 50 m. — T₃ Terrasse de 20 m. au-dessus du niveau de la rivière (et niveau général de l'Ordos). — My Crête de calcaire paléozoïque mylonitisé. — R Dépôts fluviaux post-loessiques. — M Grande Muraille.

BORDURE DE L'ORDOS

siles, ils présentent une stratification oblique très nette, souvent entrecroisée, mais toujours inclinée vers le S ou l'E. Ce sont eux qui forment le socle des terrains miocènes et quaternaires dans tout le S (et probablement le centre et l'E) de l'Ordos.

De Yu lin fou à Hoa ma tcheu, ils apparaissent un peu partout. Le long de la rivière de Tsing pien et du Sjara osso gol, ils forment des seuils sous le Quaternaire fluvial. Entre Sao kiao pan et Hoa ma tcheu, on l'aperçoit dans les diverses hauteurs qui dominent la steppe. A Hoa ma tcheu ils affleurent au voisinage même de la ville. Enfin, à 20 km. W de Hoa ma tcheu, ils constituent la haute crête que franchit la route de Ning hia, et, là [12], leur structure peut s'étudier à merveille le long des ravins profonds qui déchirent les pentes au N de la Grande Muraille. La nature lithologique des couches se montre assez variée : grès, sables, argiles extrêmement fines, psammites, — presque toujours rouges, quelquefois blancs ou verts —, se succèdent en bancs parfaitement horizontaux, sur 100 m. de hauteur, sans autres fossiles que des *Cypris*, des *Estheria* et quelques écailles de Ganoïdes¹. Tout à fait au sommet de la croupe, la route de Ning hia recoupe un curieux banc de calcaire blanc à tubulures, très dur, pétri de *Cypris*, épais de 20 cm. seulement. Nous ne saurions dire si cette couche fait suite aux grès, ou si elle ne représenterait pas une formation tertiaire. Ce qui est sûr, c'est qu'à 3 ou 4 km. plus loin, à l'W, les grès rouges disparaissent sous des couches gypseuses, rouges et vertes, probablement pontiennes. A partir de ce point (exception faite, encore, pour l'Arbous oula), les terrains post-carbonifères ne se montrent plus, ni le long de la Grande Muraille jusqu'à Houng tch'eng, ni le long du Fleuve Jaune, de Houng tch'eng jusqu'au San tao ho.

Dans le synclinal de l'Arbous oula, nous avons attribué, on s'en souvient, aux Grès post-carbonifères, les formations gréseuses, bariolées, faiblement plissées, qui surmontent, en concordance, les grès stéphaniens. En certains points, ces terrains, pris dans un fort ciment spathique, commencent par une brèche, et se terminent par un conglomérat. Ailleurs on ne rencontre que des grès à peine agglomérés, ou même de véritables sables, au voisinage desquels nous avons rencontré [6] (carte 2, β) un mince

1. Topographiquement, ces 100 m. de dépôts se placent au-dessus des grès rouges, à stratification oblique, qui affleurent sous la ville même de Hoa ma tcheu. Ils pourraient donc représenter une formation crétacée, plus jeunes que les couches à Plantes et à Poissons de You fang t'ou. Mais il se peut aussi qu'ils soient formés par des couches plus anciennes que les grès de Hoa ma tcheu, couches soulevées par une faille dont la présence expliquerait l'origine des crêtes situées à l'E de Hoa ma tcheu.

épanchement de basalte, peut-être interstratifié. Nous n'avons pas eu le temps de démêler les relations mutuelles de ces diverses couches; médiocrement épaisses, et presque partout recouvertes de loess et de graviers. Leur principal intérêt réside dans le fait qu'elles nous permettent de saisir les Grès post-carbonifères en contact direct avec le Paléozoïque, et de fixer l'âge mésozoïque des derniers plissements de l'Arbousoula. Du fait de leur présence, le bassin faiblement plissé compris entre l'Arbousoula et l'Yinze chan prend une curieuse ressemblance avec le grand bassin tabulaire de l'Ordos dont il contient, en réduction, les principaux terrains. Le synclinal, largement ouvert, de l'Arbousoula, avec ses grès, ses lambeaux d'argile rougeâtre, son loess et ses graviers (dont nous parlerons plus loin), nous offre l'image d'un Ordos en miniature (cf., fig. 5 bis).

Voilé par les formations plus récentes le long de la bordure W de l'Ordos, les Grès post-carbonifères ressortent vraisemblablement au Centre du plateau compris à l'intérieur de la boucle du Hoang ho. Ce sont eux sans doute qui forment, au S du fleuve, la ligne de croupes qu'on aperçoit, de Pao t'ou, en arrière des terrasses de loess. Plus à l'E, M. Wang, du Service géologique de Péking, les a trouvés partout, au N et au S de Yu lin fou, le long de la Grande Muraille.

B) LES TERRES ROUGES (PONTIEN ET PLIOCÈNE).

Après la série des Grès post-carbonifères, il se produit une énorme lacune dans la suite des dépôts géologiques de la Chine centrale. En bordure de l'Ordos rien ne représente la fin du Secondaire, ni le début et le milieu du Tertiaire. Mais, aux grès jurassiques et crétacés fait suite, immédiatement, une des formations les plus célèbres de Chine, les Terres rouges pontiennes.

Dans la région de You fang t'ou (fig. 6), les Terres rouges commencent par un épais conglomérat de base (5 à 6 m.), formé de petits éléments empruntés aux grès sous-jacents, et spécialement riche en jaspes arrachés aux marnes à Ganoïdes. Puis viennent des sables, de plus en plus fins, se terminant par des couches richement fossilifères (*Hipparion*, *Palæotragus*, *Aceratherium*...). Ce passage d'un régime torrentiel à un régime de ruissellement de plus en plus doux est essentiellement le même que celui que nous signalerons pour le loess de la région. Cependant, à You fang t'ou, la Terre rouge ne présente pas la compacité, la nature argileuse, la faune d'*Helix*, qui s'observent, par exemple, dans le Kansou (K'ing yang fou). Autour de You fang t'ou, la

Terre rouge apparaît dans presque toutes les grandes déchirures du loess, sous lequel elle forme une surface profondément accidentée. Son épaisseur ne dépasse pas une soixantaine de mètres.

Très peu à l'W de You fang t'eu, la Terre rouge disparaît et les formations quaternaires (loess et sables du Sjara osso gol) reposent directement sur les Grès post-carbonifères. Au delà de Hoa ma tcheu elle reprend, et c'est elle qui forme le soubassement géologique du pays tout le long de la ligne Hoa ma tcheu-Houng tch'eng-Cheu tchoei ze-San tao ho, avec une interruption pour l'Arbous oula. Nous l'étudierons plus spécialement en quelques points.

1. A l'W de Hoa ma tcheu, avons-nous vu, la Terre rouge réapparaît au-dessus des grès rouges sous forme d'argiles gypseuses. Elles atteignent leur plein développement aux environs du hameau de Chei tong keou [10], à 15 km. E de Houng tch'eng. En ce point, elles forment une masse puissante, en couverture de la chaîne disparue dont la crête mylonitisée décrite plus haut représente un vestige, et l'érosion quaternaire l'a modelée en trois terrasses admirablement nettes (fig. 9). La plus haute de ces terrasses (100 m. au-dessus du niveau de l'Ordos) est fortement ravinée. La deuxième (50 m.) est parfaitement plane. La troisième coïncide avec la surface actuelle de l'Ordos (50 m. environ au-dessus du Fleuve Jaune). La Terre rouge, ici, est compacte, argileuse, rubannée de blanc et de vert par des lits calcaires et marneux. Nous y avons trouvé quelques ossements fossiles (indéterminables, sauf une mandibule de *Lagomys*). Presque partout les couches sont horizontales. Cependant, dans un secteur allant de la crête mylonitisée à Houm tchang, on observe un plongement vers l'W pouvant atteindre 20 degrés. A la faveur (peut-être) de ce plongement, des lambeaux d'une formation supérieure ont été conservés, comprenant les éléments suivants : en haut, des sables roses ou blancs ; au-dessous, un conglomérat (2 à 3 m. d'épaisseur) presque entièrement formé de poupées calcaires (grosses comme des noisettes) empruntées à la Terre rouge, avec très rares galets siliceux paléozoïques et quelques os roulés.

Cette formation supérieure est très intéressante. En effet à 20 km. plus à l'E, le long d'un torrent qui va se jeter dans la rivière de Houm tchang à quelques kilomètres W de la petite forteresse de Ts'ing choei ying [11] (c'est le torrent où nous avons signalé, p. 63, les blocs de roches granitiques), on retrouve, ravinant la Terre rouge, très gypseuse, la même série (2 m. de conglomérat de poupées, et sables blancs), mais ici fos-

silifère (fig. 10). Nous y avons recueilli, au cours d'une recherche trop rapide, de très nombreux os roulés, mais aussi des dents parfaitement conservées de Rhinocérotidés, *Tragulus*, *Mustela*, Rongeurs (ces dernières de beaucoup les plus nombreuses), tous spécimens rappelant exactement, par leur type zoologique et leur état de fossilisation, la faune des couches de Saint-Jacques (cf. p. 72). Il ne nous paraît pas douteux qu'à l'W de Houng

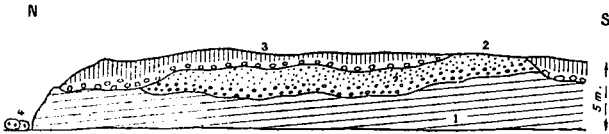


FIG. 10. — COUPE DE LA RIVE DU TORRENT [11]. — 1 Terre rouge. — Conglomérat et sables fossilifères (Pliocène). — 3 Loess. — 4 Blocs de roches granitiques, provenant du loess.

tch'eng il existe, en surface de la Terre rouge, les vestiges d'une formation pliocène.

2. A 10.km. au N de Houng tch'eng, aux environs de la petite rivière située au-dessous du point [9], on voit apparaître, sous les couches rouges, des formations vertes et blanches, qui prennent un grand développement, et viennent en surface, un peu plus au N, dans la ligne de falaises [9] dont la coupe est

N.W.

S.E.

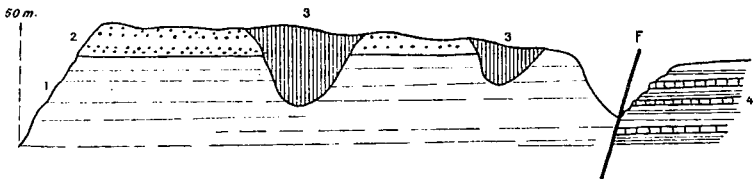


FIG. 11. — COUPE DE LA FALAISE DE L'ORDOS AU N DE HOUM-TCHANG [9]. — 1 Terre rouge. — 2 Conglomérat (poupées) à *Struthiolithes*. — 3 Loess. — 4 Argiles vertes et marnes calcaires blanches. — F, Faille.

donnée par la fig. 11. En ce point, un accident tectonique amène en contact latéral des marnes vertes entremêlées de couches blanches feuilletées argilo-calcaires (à écailles de Poissons) au S, avec la Terre rouge proprement dite au N. Celle-ci est profondément ravinée par du loess. De plus elle présente un faciès particulier ; sa texture est plus sableuse qu'au S de la faille, et elle contient, surtout vers le sommet des lits de conglomérat de poupées (avec écailles d'œufs d'Autruche : *Struthiolithes*). Ce

faciès nouveau, — caractéristique, sans doute, du sommet du Pontien, — paraît exister jusqu'à Cheu tchoei ze.

3. A partir du point [9] jusqu'à Cheu tchoei ze, la Terre rouge forme, le long du Fleuve Jaune, une immense terrasse admirablement plate (haute de 50 m. environ), dont la constitution est bien donnée par la coupe ci-contre (fig. 12), prise à l'éperon (visible de loin) qui s'avance sur le Fleuve au N de Ou tchoei ze, à une quarantaine de km. de Cheu tchoei ze [8]. Cet éperon, plus élevé que le plateau environnant, est formé,

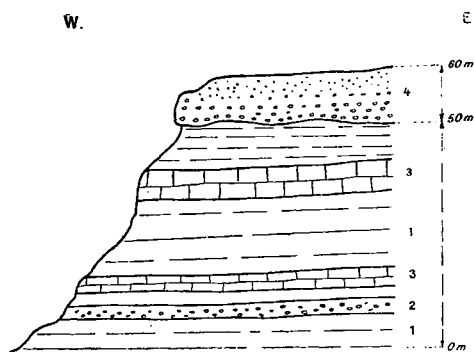


FIG. 12. — COUPE DE LA FALAISE DE L'ORDOS AU S DE CHEU TCHOEI ZE [8]. — 1 Terre rouge. — 2 Lit de conglomérat (poupées). — 3 Bancs calcaires blanchâtres. — 4 Couche de conglomérat, avec os roulés (Pliocène).

et des bancs de conglomérat de poupées. Mais, à sa partie supérieure, faisant corniche, on aperçoit une couche puissante de sables et de graviers formés de poupées, d'ossements roulés, de fragments de calcaires blancs, sans aucun mélange de galets cristallins ni paléozoïques). Cette couche épaisse d'une dizaine de mètres ravine violemment la Terre rouge.

Par analogie avec les formations décrites à l'E de Houng tch'eng, elle nous paraît devoir être attribuée au Pliocène. On la suit, à la jumelle, très loin dans le Sud.

4. Immédiatement au S de Cheu tchoei ze, on remarque, couronnant la Terrasse rouge, un petit banc de calcaire blanc très dur, sans fossiles (?) de 20 cm. d'épaisseur, exploité localement pour dalles. Nous n'avons pas eu le temps d'étudier de près cette formation, qui n'est pas sans analogie avec le calcaire à *Cypris* de Hoa ma tcheu.

5. A Cheu tchoei ze, la Terre rouge disparaît au voisinage des masses paléozoïques de l'Arbous oula et de l'Yinze chan. On ne pourrait dire, cependant, qu'elle soit absolument absente de ce massif. En plusieurs points, notamment à l'extrémité N de l'Arbous oula (à 800 m. à peine de la base de la montagne), un peu d'argile rouge s'observe, plaquée contre les micaschistes, sous les graviers de surface. Ces couches rubéfiées, résidu évi-

dent de la dissolution des roches cristallines et paléozoïques, sont susceptibles de donner, sur l'origine des Terres rouges, de précieuses indications. On peut dire que ces terres auréolent souvent, sinon toujours, des massifs plissés, cachés ou apparents.

6. Au N de l'Arbous oula, au delà de la plateforme cristalline sur laquelle s'avancent les nappes paléozoïques, la Terre rouge reparait, toujours en terrasse, avec son plein développement. Nous l'étudierons dans le désert en face de la chrétienté de Saint-Jacques (San tao ho), là où de nombreux torrents la découpent profondément. Dans cette région, deux particularités la caractérisent : l'inclinaison des couches, et, conséquemment, l'apparition de niveaux spéciaux, au-dessous et au-dessus des bancs de l'argile rouge ordinaire.

a) *Inclinaison des strates en face de Saint-Jacques.*

Partout où nous les avons observées en face de Saint-Jacques, les couches de Terre rouge sont inclinées vers le N ou le NNE (c'est-à-dire vers le Fleuve Jaune) d'une vingtaine de degrés. Cette inclinaison, analogue à celle que nous avons signalée à l'E de Houm tchang, est très favorable à la connaissance des terrains. Elle découvre en effet, au S, des couches profondes généralement cachées, — et elle a permis, au N, la conservation de dépôts superficiels ordinairement enlevés par l'érosion.

b) *Nature des couches inférieures de la Terre rouge, en face de Saint-Jacques*

Les formations les plus profondes de la Terre rouge, aux environs de Saint-Jacques, peuvent s'observer le long d'un torrent [4] qui débouche sur le Fleuve Jaune un peu au S de la chrétienté. En remontant ce torrent, qui coule normalement au pendage des couches, on voit graduellement se découvrir, sous les couches d'argile rouge, d'abord des lits de calcaire blanc marneux, puis des formations gypseuses, grises et soufrées, d'une assez grande puissance. Ces roches ne renferment malheureusement aucun fossile.

c) *Nature des couches supérieures de la Terre rouge, en face de Saint-Jacques. Caractères du Pliocène en Ordos.*

Bien plus intéressantes, parce que fossilifères, sont les couches terminales de la Terre rouge en face de Saint-Jacques. Nous les

avons rencontrées (grâce aux indications d'un missionnaire belge, le P. Cappelle) dans un vaste cirque (de 70 m. de profondeur) creusé par l'érosion, juste vis-à-vis de Saint-Jacques [3]. La fig. 13 donne une coupe de cette localité très accidentée, que les Mongols appellent Oula tchou ho la. La paroi S du cirque, entièrement formée de Terre rouge très sableuse, est stérile. Sur la pente N, par contre, nous avons trouvé, séparées par une vingtaine de mètres de sables argileux rouges, deux couches de sables fluviatiles, blancs et roux, très riches en fossiles. Ces couches, épaisses chacune de 4 à 5 m., sont prises

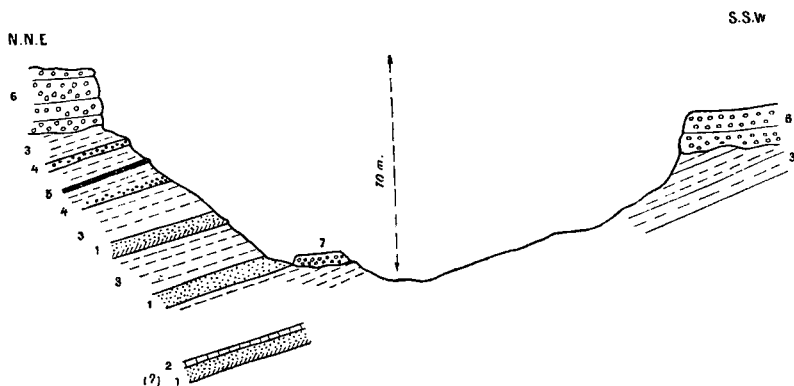


FIG. 13. — Coupe des formations Pliocènes en face de Saint-Jacques. — 1 Sables blancs fluviatiles fossilifères, souvent pris en grès à leur base. — 2 Calcaire à Planorbès. — 3 Sables argileux, rouges. — 4 Bancs de conglomérat de poupées. — 5 Couche imprégnée d'oxyde de Manganèse. — 6 Cailloutis du plateau — 7 Terrasse récente. — La couche fossilifère la plus profonde n'a pas été vue en superposition directe.

en grès à leur partie inférieure. Avec des restes de Tortues, Crocodiles, Poissons, elles renferment de nombreux ossements (roulés, mais souvent admirablement conservés) de Mammifères : Proboscidiens, Rhinocérotidés, Carnivores, *Tragulus*, *Chalicotherium*, *Erinaceus*, et très nombreux Rongeurs (au moins trois genres). Une troisième couche fossilifère plus profonde, semble-t-il, que les deux autres et placée un peu hypothétiquement sur la coupe, s'aperçoit à l'entrée du cirque ; elle est surmontée d'un lit de calcaire dur contenant de gros planorbès. Au-dessus de la couche fossilifère la plus élevée, on voit reparaître les sables argileux rouges, contenant par endroits des bancs calcaires tout imprégnés d'oxyde de manganèse. Viennent ensuite, toujours inclinés, des bancs de conglomérat à petits éléments, entièrement formés de poupées roulées, sans

aucun élément étranger. Le tout est raviné par le puissant conglomérat quaternaire, horizontal, dont nous parlerons plus loin ¹.

Par leur position au sommet des terrains miocènes, par leur faciès fluvial très particulier, par la nature de leurs fossiles (où ne figure aucun des éléments les plus caractéristiques du Pontien), par l'aspect même de ces fossiles (très durs et très noirs), les couches supérieures de Saint-Jacques se distinguent nettement des formations pontiennes de Chine, et ressemblent, par contre, absolument, aux couches supérieures de l'E de Houng tch'eng (sables et graviers à Rongeurs et à *Tragulus*). Comme ces dernières, elles doivent être attribuées au Pliocène.

A la différence des couches pliocènes de Houng tch'eng, celles de Saint-Jacques ne paraissent pas séparées des Terres rouges par une brusque discontinuité. Leurs sables blancs, fluviaux, sont intercalés dans des formations rouges ; et les conglomérats de poupées n'apparaissent qu'au-dessus d'elles. — Nous pensons qu'il n'y a dans cette différence qu'une question de degré. Ce qui caractérise essentiellement le Pliocène de l'W de l'Ordos, c'est une phase de ravinement et alluvionnement rapides, succédant à une période de ruissellement lent et de formations lagunaires. Autour de Houm tchang, l'eau a agi violemment, et le Pliocène s'est même peut-être remanié lui-même. A Saint-Jacques coulait une rivière plus douce et plus large. Au fond, la physionomie géologique des terrains, aux deux endroits, est la même.

C'est probablement un des résultats géologiques les plus importants de notre voyage d'avoir reconnu, au-dessus des Terres rouges d'Ordos, l'existence d'une ultime formation tertiaire, annonce et prélude de l'extraordinaire travail d'érosion et de remblaiement qui caractérise en Chine, l'époque quaternaire ².

Par suite de son apparition *graduelle* au sommet des Terres rouges, le Pliocène de Saint-Jacques n'a pas une épaisseur qu'on puisse mesurer exactement. Sa puissance minima (hauteur des

1. Les couches de sables blancs fossilifères se montrent sur le versant N, tout le long du cirque, de l'W à l'E, c'est-à-dire sur une longueur de 3 km. Mais sur leur parcours, elles subissent plusieurs rejets qui empêchent de les suivre, et par conséquent de les dénombrer avec précision.

2. Dans ses excellents *Essays on the Cenozoic of Northern China* (Péking, Geological Survey, 1923, p. 117). M. Andersson prévoit la découverte de couches intercalaires entre la Terre rouge à *Hipparion* et le Loess. Mais il pense que ces couches sont actuellement confondues avec le Loess, tandis qu'en Ordos, le Pliocène fait plutôt corps avec les formations rouges. Entre le Tertiaire et le Quaternaire, en Mongolie occidentale, il y a une grande coupure.

dépôts au-dessus de la plus basse couche fossilifère) est de 50 m., au moins.

7. *Autres affleurements de Terres rouges au pourtour de l'Ordos.*

Les Terres rouges ne sont pas limitées à la rive droite du Hoang ho. Elles existent à Pao t'eu sous le loess et, auprès de Oula houtong [2], sous la terrasse quaternaire qui borde le Lang chan. Tout le long de cette dernière chaîne, au NW de Ta cheu tai, on les voit, très distinctement, former un liseré rouge. À l'E de la Ville Bleue, de même, elles constituent le soubassement du loess en bordure du Tats'ing chan. La vraie limite de l'Ordos, ce n'est pas le Hoang ho, mais la bordure de montagnes qui encadre au N et à l'W, le cours du fleuve.

C) LES TERRES JAUNES (QUATERNAIRE).

La puissante formation des Terres jaunes (grises, faudrait-il dire) qui recouvre presque partout le sol au N du Kansou, du Chensi, et en Ordos, succède aussi brusquement aux Terres rouges (là du moins où nous l'avons vue) que celles-ci aux Grès post-carbonifères.

Nous allons étudier successivement les principaux aspects sous lesquels elle nous est apparue au cours de notre voyage : grand loess du Chensi septentrional ; — formations fluviales du Sjara osso gol ; — bassin fluvio-lacustre du Choci tong keou (E de Houng tch'eng).

Pour terminer, nous passerons rapidement en revue quelques dépôts de loess moins importants, observés par nous entre Ning hia et Pao teo le long du Fleuve Jaune.

Dans un paragraphe spécial, enfin, nous traiterons la difficile question des nappes de cailloutis de l'Ordos occidental.

1. *Le grand loess du Chensi septentrional.*

Cette formation classique de la Chine du Nord a été visitée par nous autour de You fang t'eu. Dans cette région (fig. 8), le loess forme un énorme manteau, pouvant dépasser 100 m. d'épaisseur, étendu sur la surface accidentée des Grès post-carbonifères et de la Terre rouge. Autrefois, sa surface devait former une pénélaine, élevée de 150 m. en moyenne au-dessus du plateau des Ordos. Mais, à une date relativement récente, un surcreusement violent de tous les cours d'eau a déchiré sa

couche tendre, et les progrès rapidement croissants de ce travail d'érosion a transformé aujourd'hui un pays, autrefois à peine ondulé, en un lacis invraisemblable de crevasses profondes. Grâce à ces fissures, il est maintenant facile de se faire une idée des terrains sous-jacents au loess, et de sa constitution en verticale.

a) *Conglomérat de basè.* — Le grand loess s'est déposé sur une surface de Terre rouge presque aussi tourmentée que celle de la Terre jaune actuelle. Au-dessous de son manteau, on découvre de vraies petites montagnes pontiennes. Sur un sous-bassement aussi violemment raviné il faut s'attendre à trouver des couches fortement détritiques. De fait, presque partout, la formation loessique commence par un conglomérat qui peut atteindre 10 m. de puissance. Là où il repose directement sur les Grès post-carbonifères, ce conglomérat contient des fragments anguleux arrachés à la roche sous-jacente. Mais, dans l'ensemble, il est presque entièrement formé de petites poupées (grosses comme des noix ou des noisettes) enlevées à la Terre rouge, ce qui lui donne une ressemblance extraordinaire avec les conglomérats pliocènes de l'E de l'Ordos. — *Le loess débute par des formations torrentielles.*

b) *Couches fluviales de base.* — Au-dessus du conglomérat de base, l'aspect du loess est partout celui d'un dépôt stratifié, formé de sables fins, littés, riches parfois en Planorbes et en Limnées. — *Le loess continue par des formations fluviales ou lacustres.*

c) *Couches éoliennes (?) du sommet.* — Bientôt, cependant, ce faciès fluvial change, suivant la verticale. La stratification du dépôt devient indistincte, le grain des éléments plus fin. Très vite, le loess forme la masse compacte, homogène, se débitant en prismes, qui est son faciès classique. Aux coquilles d'eau douce succèdent les *Helix* et les *Pupa*¹. Pas le moindre petit caillou dans cette énorme quantité de terre. C'est pour cette fraction, la plus importante du loess, que la théorie éolienne de Richthofen peut, avec vraisemblance, trouver son application. — *Le loess se termine par des formations subaériennes, peut-être éoliennes.*

1. Il faut naturellement être très prudent dans l'interprétation de ce caractère. Actuellement les rivières de Chine roulent, par centaines, les *Helix* et les *Pupa*. Au Sjara osso gol, nous en avons trouvé dans des dépôts d'origine certainement fluviale.

Le loess du Chensi, on le voit, forme un ensemble très régulier, correspondant à un cycle de climats de plus en plus secs et désertiques. Le même cycle paraît se retrouver dans l'histoire des Terres rouges. Elles aussi, comme le loess (of. p. 67), débutent par un conglomérat et des sables, pour finir sur des argiles compactes à *Helix* et à poupées.

Fossiles du loess. — En plus des Mollusques que nous venons de citer, le loess du Chensi contient un certain nombre de restes de Mammifères.

Dans le conglomérat de base, on recueille fréquemment des dents et des os roulés (*Rhinoceros*, *Bos*, Rongeurs...), fortement minéralisés, où il n'est pas toujours facile de faire le départ entre ce qui est fossiles quaternaires et fossiles remaniés de la Terre rouge. Des nodules phosphatés contiennent des débris (surtout des têtes) de Rongeurs (*Myospalax*). Autour de You fang t'ou, nous avons même recueilli, engagés dans le conglomérat, six quartzites paléolithiques. L'Homme vivait donc en Chine avant la formation du loess.

Dans la masse même du loess, les ossements sont plus rares, blancs et friables. Nous y avons cependant trouvé, à une vingtaine de mètres seulement de profondeur (c'est-à-dire assez près de la surface), des métacarpiens de Rhinocéros et de Cheval Provenant du S de Sia kiao pan, Le R.P. Verlinden, nous a également apporté un crâne de Cervidé (*Alces* ?), et un fragment de crâne d'Argali.

Dans le loess de You fang t'ou, on ne voit pas de poupées.

2. Formations fluviales du Sjara osso gol.¹

a) *Transition du loess aux couches fluviales* (fig. 8). —

Lorsque, en quittant You fang t'ou, on prend la route du NE, on s'aperçoit, au moment de quitter les montagnes du Chensi pour entrer dans la plaine mongole, qu'un changement de faciès important se produit latéralement au sein de la masse du loess. Les couches stratifiées de base, que nous avons signalées ci-dessus, gagnent progressivement en puissance, et elles tendent à envahir toute la formation.

Le passage du loess typique aux couches quaternaires fluviales s'observe particulièrement bien le long de la rivière de

1. Obroutchev (*loc. cit.*, chap. VII,) parle des couches du Sjara osso gol, qu'il désigne sous le nom d'« alluvions feuilletées de la rivière du Siao ho ». De ces terrains il rapporta un crâne de *Rhinoceros lichorhinus*, cadeau des missionnaires belges de Sia k'iao pan.

Tsin pien, près d'une auberge située au point [14] (20 km. à l'E du point où la rivière franchit la Grande Muraille). En ce lieu, à la base des falaises qui bordent la vallée, et jusqu'aux deux tiers de celle-ci, on observe des couches de sable alternant parfois avec des lits de graviers. Puis graduellement, le sable devient plus fin en hauteur. Finalement, le tiers supérieur de la formation se trouve constitué d'un loess à cassure prismatique, pareil, vu de loin, au loess éolien, mais en réalité plus sableux, et renfermant un mélange de *Limnées*, *Planorbes*, *Helix* et *Pupa*. Ce loess supérieur est bien équivalent au loess de You fang t'ou, car à 2 km. à l'E, auprès d'une petite pagode plantée sur la crête de grès rouge qui barre la vallée, on le voit reposer sur un conglomérat de poupées identique à celui de You fang t'ou. Le passage d'un faciès à l'autre est tout à fait clair.

Il suffit de marcher encore un peu plus vers l'W, le long de la rivière (par ex. jusqu'à la Grande Muraille), pour que la séparation des deux faciès soit un fait accompli. Au delà de la Grande Muraille, le loess typique a totalement disparu. La rivière coule entre deux falaises de sables (avec cordons de grès) et d'argiles couronnées par un banc d'argile tourbeuse bleuâtre.

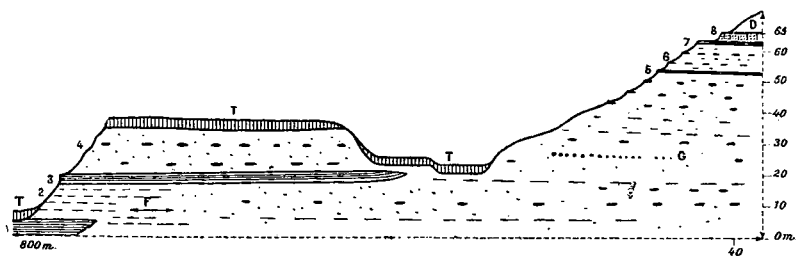


FIG. 14. — COUPE DES FALAISES DU SJARA OSSO GOL PRÈS DE LA FERME WANSJOCK. — 1 Sables argileux feuilletés, bleuâtres (gisement des Hémionies). — 2 Sables ferrugineux, bleuâtres ou roux. — 3 Sables argileux feuilletés, bleuâtres, pétris de *Sphaerium*. — 4 Sables meubles, jaunes, avec cordons de grès. — 5 Couche tourbeuse inférieure, à Planorbes. — 6 Sables meubles, à plaquettes de grès. — 7 Couche supérieure à Planorbes. — 8 Vieux sol du steppe, tourbeux et sableux (couche bleue). — G Lit de nodules gréseux roulés. — T Terrasse de loess récent. — F Position du niveau paléolithique. — D Dunes.

C'est déjà exactement, bien qu'en moins puissant, la formation du Sjava osso gol.

b) *Les couches du Sjava osso gol.* — Le Sjava osso gol est une curieuse rivière qui, sortant des montagnes de loess du Chensi, décrit une large boucle à travers l'angle SE de l'Ordos, avant d'aller se jeter dans la rivière de Yu lin fou, puis dans

le Hoang ho. De même que les torrents de Chine, par leur surcreusement, ont déchiré le manteau de loess qui voilait la Terre rouge et les Grès post-carbonifères des montagnes, de même le Sjara osso gol, en enfonçant son lit de 65 m. sous le niveau de la steppe mongole, révèle aux géologues une riche série de dépôts quaternaires qui, sans son travail d'érosion, seraient demeurés complètement inconnus.

L'étude détaillée des couches du Sjara osso gol devant trouver sa place dans l'étude paléontologique qui sera faite des restes de Mammifères qu'on y recueille en abondance nous indiquerons seulement ici leurs caractères essentiels.

La fig. 14 donne la coupe du terrain telle qu'on l'observe aux environs de la ferme du Mongol Wansjock [13], un homme dont nous ne saurions oublier le nom, en raison des signalés services qu'il nous a rendus au cours de nos fouilles. Sur cette coupe, on observera les particularités suivantes :

1. L'épaisseur exceptionnelle des dépôts.
2. L'existence, au milieu des sables, de lentilles épaisses d'argile bleuâtre.
3. Le passage graduel, en verticale, de formations surtout sableuses à une formation marécageuse et tourbeuse qui, annoncée par plusieurs lits à Végétaux et à Planorbes, finit par s'établir au sommet de la falaise, où elle constitue le vieux sol de la steppe.

« Chez Wansjock », la base des couches quaternaires n'est pas visible. Mais, à 3 km. en amont, les grès rouges post-carbonifères forment un seuil au fond du cañon. Sur ces grès, les sables reposent sans l'intermédiaire d'aucun conglomérat ¹.

AGE DES COUCHES DU SJARA OSSO GOL.

L'âge des couches du Sjara osso gol est facile à établir, non seulement à cause de leur passage latéral au loess (cf. ci-dessus, p. 77), mais aussi par suite de leur étonnante richesse en débris fossiles de Mammifères quaternaires.

Souvent ces Mammifères se rencontrent à l'état de carcasses entières, enfouies (enlisées) dans les lentilles de terre bleue (*Rhinoceros tichorhinus*, *Hemione*, *Bison*, *Buffle*, *Elephas ? primigenius* ²).

1. Dans les sables on ne trouve pas le moindre petit gravier d'origine étrangère. En un seul point nous avons remarqué un lit de galets, formés de nodules de grès empruntés à la formation même.

2. Dans une de ces lentilles, nous avons trouvé, entassés, les squelettes de sept *Hemione*.

Mais, plus ordinairement, les os se recueillent dispersés dans les couches sableuses. La couche la plus riche de beaucoup en ce genre de débris se trouve au niveau marqué 2 sur la coupe (fig. 14), à 60 m. au-dessous du sol de la steppe. Des fouilles, poussées durant un mois dans ce niveau, nous ont livré des milliers de pièces, appartenant aux formes suivantes : *Rhinoceros*, *Equus*, *Elephas*, *Bison*, *Gazella*, *Cervus* (2 ou 3 espèces), *Antilope* (forme à cornes spiralées), *Camelus*, *Lupus*, *Hyaena*, *Erinaceus*, *Talpa*, *Myospalax*, *Lagomys*, *Dipus*... En même temps que ces ossements, la couche W fournissait tout un outillage paléolithique, composé de petits instruments en quartzite (pierre absolument étrangère au pays). Nous nous demandons par suite si l'extraordinaire amoncellement d'os, très souvent brisés, rencontrés en ce point, ne serait pas, au moins en partie, le résultat de l'activité humaine¹.

Les fragments d'œufs d'Autruche (*Strutiolithes*) sont nombreux dans la couche à industrie humaine — plus nombreux encore dans les sables supérieurs.

L'ensemble de cette faune prouve avec surabondance l'âge quaternaire des dépôts qui la renferment. Seuls les derniers mètres de la falaise pourraient être un peu plus récents. Le Rhinocéros n'a pas été trouvé au-dessus de la couche inférieure à Planorbes, (15 m. au-dessous de la surface). De plus, sur le vieux sol de la steppe (et peut-être aussi *in situ* dans les 15 derniers mètres de la falaise) on peut ramasser en abondance de petits silex, parfois très habilement travaillés, d'âge approximativement néolithique.

c) *Extension des couches du Sjara osso gol*. — En aval de « chez Wansjock », les couches du Sjara Osso gol se poursuivent à travers l'Ordos sans que rien n'annonce leur terminaison. En amont, elles disparaissent, à la hauteur de Siao k'iao pan, sous une couche de loess récent dont nous parlerons plus loin. En ce point nous avons recueilli, en pleins sables, un *Helix* pareil à ceux que renferme le grand loess, confirmation nouvelle du synchronisme des deux formations.

En dehors du lit même de la rivière, l'extension des couches

1. Voir, pour plus de détails, la note à paraître dans *L'Anthropologie* sur le « Paléolithique de Chine ». La couche à industrie humaine et à restes (présomés) de cuisine paraît représenter un ancien sol, dont la présence pose la question de savoir si une bonne partie des couches sableuses du Sjara osso gol ne seraient pas d'anciennes dunes, plutôt que des dépôts de rivière. Cette hypothèse expliquerait la stratification entrecroisée souvent présentée par les sables du Sjara osso gol (notamment au-dessus du sol paléolithique), et le manque absolu, dans leur masse, de tout caillou étranger.

quaternaires fluviaux est difficile à préciser, faute de coupures dans le steppe. Tout ce qu'on peut dire, c'est que, depuis Belgasson à l'W jusqu'aux approches de la Grande Muraille à l'E, le vieux sol du steppe est formé de la même couche bleue que celle qui couronne la falaise du Sjara osso gol. Le long de la rivière de Tsin pien (nous l'avons dit), et aussi le long de la petite rivière qui coule plus au N et passe au village de Yang hou t'ai, des sables pareils à ceux du Sjara osso gol apparaissent sous la couche bleue.

3. Bassin fluvio-lacustre du Choei tong keou.

De Belgasson à la petite forteresse de Ts'ing choei ying (40 km. E de Houm tchang), sur la route suivie par nous, le loess est absent ou représenté seulement, à partir du col de Hoa ma tcheu, par un manteau de gros cailloutis étendu sur la Terre rouge. Mais en atteignant, à Ts'ing choei ying, le Choei tong keou (ravin occupé par une petite rivière qui va se jeter dans le Fleuve Jaune à Houng tch'eng après avoir suivi la Grande Muraille), on pénètre dans un bassin quaternaire, d'autant plus intéressant qu'il possède des caractères communs avec les deux formations d'âge loessique que nous avons déjà étudiées (le grand loess du Chensi et les sables du Sjara osso gol).

L'aspect général de ce bassin est donné par la figure 9.

Les traits principaux de la topographie du pays, du N au S, sont fournis par les deux grandes terrasses de 100 m. et de 50 m. décrites plus haut à propos de la Terre rouge. A 50 m. au-dessous de la plus basse terrasse le Choei tong keou coule le long d'une dépression creusée dans le plateau même de l'Ordos. — Sur cette surface topographique, les dépôts quaternaires se répartissent comme suit :

a) En couverture des terrasses, s'étend un très puissant gravier à gros éléments (formé de roches siliceuses paléozoïques), d'une épaisseur variant de 2 m. à plusieurs dizaines de mètres.

b) Dans le sillon EW formé par le Choei tong keou, du loess apparaît au-dessus des graviers qui ravinent la Terre rouge¹, en couche atteignant par endroits plus de 20 m. d'épaisseur, — loess à cassures généralement prismatiques, mais plus sableux

1. Ici, par conséquent, le conglomérat de base du loess a un aspect tout différent de celui qu'il présente aux environs de You fang l'ou. Au lieu d'être composé de petites poutres calcaires roulées, il est formé de galets, parfois énormes, de roches dures. Cette différence tient simplement à la proximité d'une ancienne chaîne paléozoïque. Autour de Houm tchang comme au Chensi, la période quaternaire s'ouvre par une phase d'érosion violente.

que le « grand loess », et interrompu par des amas de sables ferrugineux, roux ou verdâtres, renfermant des mollusques d'eau douce.

c). De l'E à l'W, le caractère fluviatile ou lacustre des dépôts loessiques va en s'accroissant. Il atteint son maximum à 15 km. E de Houm tchang, auprès du hameau qui prend son nom de Choei tong keou [10].

L'histoire de cette formation est claire. Au début du Quaternaire, un ruissellement torrentiel, détruisant les restes du massif paléozoïque dont la crête mylonitisée de Houng tch'eng est un vestige, en a répandu les débris sur la Terre rouge qui couvrait les pentes, en même temps qu'il sculptait dans celle-ci les terrasses en échelons¹. Lorsque le ruissellement est devenu moins violent, des éléments légers se sont accumulés au fond de la dépression longitudinale qui bordait les hauteurs, donnant naissance au loess. Dans la cuvette, enfin, qui terminait à l'W cette dépression, un régime lacustre a pu s'établir.

Ultérieurement, d'autres phases torrentielles semblent s'être produites. C'est ainsi que, en face du hameau de Choei tong keou, la falaise de loess est recoupée par un lit de rivière (ou un fond de lac) où les dépôts commencent par un gros conglomérat, pour se terminer par des couches marneuses et tourbeuses pétries de coquilles et de restes de végétaux. L'existence de ces recrudescences dans le travail d'érosion est importante à noter : elle est susceptible d'éclairer l'histoire, encore obscure, des graviers de l'Ordos, histoire dont nous allons avoir bientôt à nous occuper.

Le bassin loessique du Choei tong keou remonte certainement au Quaternaire. En effet, dans la falaise de loess de la rivière, un missionnaire (le P. SCHOTTE) a trouvé, auprès de la forteresse de Houng cha p'ou (5 km. E du hameau de Choei tong keou) un crâne de *Rhinoceros tichorhinus* avec un quartzite taillé ; et nous avons recueilli, à Ts'ing Choei ying même, en plein loess, un nucléus paléolithique. Plus en aval, de grands fossiles (*Elephas?*) ont été trouvés, au témoignage des gens du pays. mais sans que nous ayons pu voir les pièces. A Choei tong keou même, enfin, le loess renferme de nombreux foyers paléolithiques, d'où nous avons pu extraire, au cours de fouilles profondes, une énorme quantité d'instruments de pierre, avec débris de *Rhinoceros*, *Hyaena*, *Bos*, *Equus*, *Struthiolithes*...

Une étude géologique détaillée de la région sera donnée avec

1. Une autre hypothèse est cependant possible, dans laquelle le modelé des terrasses serait d'origine plus récente (cf. ci-dessous, p. 85).

la description de ces restes préhistoriques, qui semblent apparentés à ceux du Sjara osso gol. — Notons seulement ici que l'équivalence du grand loess et des sables du Sjara osso gol (équivalence déjà établie dans un paragraphe précédent) se trouve confirmée par l'inspection des couches de Choei tong keou, dépôts mixtes qui participent à la nature des deux formations à la fois.

4). *Autres formations loessiques de l'Ordos occidental et septentrional.*

Au N du Choei tong keou (sauf aux environs de Pao teou) le loess ne forme plus de masses véritablement importantes. Nous signalerons seulement sa présence dans les localités suivantes :

a). Au point [9], dans la falaise dont la coupe est donnée par la figure 11, du loess, à cassure prismatique, rempli de petites vallées creusées dans la Terre rouge. C'est là le régime de You fang t'eou. Nous n'avons pas pu observer la nature du conglomérat de base.

b). A l'extrémité W de la petite vallée qui va de la lamaserie Wambara sseu au Fleuve Jaune [7], quelques mètres de loess sableux et ferrugineux se voient au-dessus du poudingue dont il sera question plus loin. L'analogie d'aspect qui existe entre cette formation et les couches de Choei tong keou est renforcée par

le fait que, sous la lamaserie, on recueille, en surface, des grès paléolithiques.

c). Entre l'Arbous oula et l'Yinze chan, recouvrant les grès carbonifères et post-carbonifères, et recouverte par un manteau de graviers, une couche peu épaisse de loess repose sur un cordon de galets calédoniens.

d). Sur le versant N de l'Oula chan, 38 m. de loess

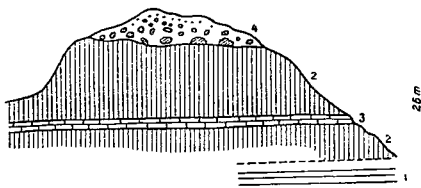


FIG. 15. — COUPE RELEVÉE DANS UNE BRIQUETTERIE, AU N DE PAOTEOU. — 1 Terre rouge (le contact avec le loess n'est pas visible). — 2 Loess (sableux). — 3 Marne blanche à Planorbes, Limnées, Végétaux. — 4 Graviers de la terrasse de Pao teou.

(traversés par des puits) commencent par une couche de gros blocs roulés. Une formation semblable s'observe, sur la Terre rouge, dans les terrasses du Lang chan, près de Oula houtong.

e). Le long de la rive droite du Hoang ho, enfin, en face de l'Oula chan, la bordure de l'Ordos est formée d'une longue falaise 50 m. de hauteur environ) où on distingue, à la jumelle,

des bancs épais de roche tendre, grise et blanche. Cette formation, paraît prolonger (sans graviers superposés) la belle terrasse qui borde, de l'autre côté du Fleuve, le pied de l'Oula chan. Le loess qui la compose est sans doute celui-là même qu'on trouve, en face et au même niveau, dans la terrasse de Pao t'ou. En ce dernier point, dans une briquetterie située au N de la ville, nous avons relevé de bas en haut de la coupe suivante (fig. 15) :

1. Terre rouge (à peine visible).
2. Loess sableux, interrompu par des lits marneux à Planorbes et Linnées : 20 m.
3. Graviers, ravinant le loess, et débutant par un lit de gros blocs.

Les graviers couronnant ici le loess appartiennent au dépôt torrentiel qui a abrasé les micaschistes du seuil de Pao t'ou. A Pao t'ou donc, le cailloutis des terrasses est nettement post-quaternaire. Nous allons voir que sa position est loin d'être toujours aussi claire.

5). *Les terrasses de graviers de l'Ordos occidental.*

Dans tout l'Ouest des Ordos, là où le loess tend à ne plus former que des masses sans importance, les dépôts postérieurs à la Terre rouge sont principalement constitués par d'épais graviers, dont les deux caractères sont :

1. D'être distribués en terrasses (ou lambeaux de terrasses) d'une admirable fraîcheur.
2. De rayonner, en nappes distinctes, autour des massifs anciens.

Passons en revue les principales de ces nappes avant d'aborder la question de leur ancienneté.

a). *Nappe de Houng tch'eng.* — Cette nappe, dont nous avons déjà souvent parlé, recouvre les terrasses de 100 et de 50 m. à l'E de Houng tch'eng. Vue de loin, elle forme un cône torrentiel très surbaissé (à deux échelons), rayonnant à partir d'un sommet situé à une vingtaine de km. au SE de la crête mylonitisée de Houm tchang. Ses éléments sont presque uniquement des calcaires silicifiés. On la suit, au N, jusqu'au bord de la petite rivière située immédiatement au S du point [9]. Là, comme en beaucoup d'autres endroits, ses couches inférieures sont prises en poudingue.

b). *Nappe de l'Arbous oula.* — Cette deuxième nappe est extrêmement vaste. Au S, elle ne descend pas au delà de Cheu tchoei ze. Mais, au N, elle dépasse la latitude de Saint-Jacques.

Entre Cheu tchoei ze et la lamaserie Tja soumé [8], et aussi le long du Hoang ho au pied de l'Yinze chan, ses bancs, presque entièrement cimentés en poudingues, dessinent une terrasse de 20 m. au-dessus du Fleuve Jaune (vis-à-vis de terrasses analogues, descendues de l'Ala chan).

Dans le synclinal entre l'Arbous oula et l'Yinse chan, les restes d'une terrasse de même hauteur forment, un peu partout, des plateformes régulières comme des ouvrages de forteresse.

Au N enfin, dans le désert en face de Saint-Jacques, la masse des graviers venus du S devient énorme. Au-dessus du Pliocène de Saint-Jacques, les cailloutis étendent un épais manteau grisâtre dont la puissance peut dépasser 20 m. Non loin de là (en tête de la vallée [4], et auprès de la lamaserie Lo penn tchao), leurs éléments sont si gros et si anguleux que l'on pourrait se croire à première vue, en face d'une moraine glaciaire. Dans toute la région, la pente du ruissellement est très clairement vers le N ou le NNE, ce qui donne localement l'illusion d'une concordance entre les graviers et la Terre rouge sous-jacente. Mais en réalité, l'inclinaison de la Terre rouge est beaucoup plus forte que celle de la base des bancs de cailloutis.

Dans ses parties S, la nappe de l'Arbous oula est principalement faite de cailloux calcaires et de morceaux de quartzites (avec parfois des lits de nodules de sidérose, enlevés aux couches stéphanienues). Au N dominant les quartzites et les roches cristallophylliennes (avec un peu de granite). Dans toute l'étendue des graviers, à Cheu tchoei ze comme à Saint-Jacques, on rencontre, en fait d'élément caractéristique, les galets d'une porphyrite verte à grands cristaux plats de feldspath verdâtre.

c). *Nappe de l'Oula chan et du Ta ts'ing chang.* — Tout le long de l'Oula chan et du Ta ts'ing chan, les vestiges d'une ancienne terrasse de graviers se voient en bordure du Fleuve Jaune, à environ 50 m. de hauteur. De ces graviers le travail du Fleuve n'a laissé subsister, le plus souvent, qu'un bourrelet adhérent aux flancs de la montagne. Cependant, à l'extrémité occidentale de l'Oula chan, et entre l'Oula chan et le Ta ts'ing chan (terrasse de Pao t'eu), la terrasse présente encore un beau développement. Il est vraisemblable que les cailloutis qui la composent doivent se prolonger quelque part au S, de l'autre côté du Fleuve. En tout cas, pas plus aux environs de Pao t'eu qu'autour de l'Arbous oula ou de Houng tch'eng, les graviers dont nous nous occupons ne sauraient être confondus avec d'anciennes terrasses du Hoang ho : ils sont nés, visiblement, de torrents descendus des montagnes voisines.

AGE DES TERRASSES DE GRAVIERS DE L'ORDOS OCCIDENTAL.

Les graviers de l'Ordos ne contiennent pas un seul fossile. Il est donc difficile de fixer leur âge avec certitude. Sont-ils quaternaires ou modernes ? contemporains du loess, ou postérieurs à lui ? Chacune des deux hypothèses a pour elle ses probabilités, suivant les endroits que l'on considère.

A l'E de Houng tch'eng, les graviers reposent sur la Terre rouge, et ils passent sous le loess à Rhinocéros et industrie paléolithique. A la lamaserie Wambara sseu ils supportent un loess qui paraît paléolithique. En face de Saint-Jacques, il n'y a pas de loess sur le cailloutis ; mais celui-ci ravine la Terre rouge, et nous y avons trouvé, en surface, des quartzites paléolithiques. Dans ces diverses localités (à Houng tch'eng surtout), les terrasses de graviers semblent représenter le conglomérat de base du loess, ou encore un équivalent latéral du loess.

Mais ailleurs il en va tout autrement. Au point [9], bien qu'on ne voie pas de graviers sur le plateau, le loess qui remplit les dépressions de la Terre rouge paraît avoir été abrasé, en même temps que celle-ci, par une érosion post-quaternaire. Plus nettement encore, entre l'Arbous oula et l'Yinze chan, le loess à galets calcédonieux est recouvert par le cailloutis des terrasses. Tout à fait clairement, à Pao t'eou, les graviers de la terrasse ravinent le loess à coquilles lacustres. — En tous ces endroits, les cailloutis de l'Ordos semblent avoir une origine moderne.

Pour concilier ces apparences opposées, il serait arbitraire d'imaginer des terrasses de différents âges, par exemple à Houng tch'eng et à Pao t'eou. L'aspect et l'état de conservation des graviers, aux deux endroits, sont trop les mêmes pour qu'on ait le droit de bâtir, à leur usage, des histoires différentes.

Nous préférons admettre, provisoirement, que toutes les terrasses sont contemporaines, et postérieures au loess. Mais alors nous sommes amenés à supposer qu'à Wambara sseu et à Saint-Jacques les quartzites sont remaniés d'un niveau ancien et qu'à Houng tch'eng, dans le cailloutis que nous avons considéré jusqu'ici comme une formation homogène, il y ait en réalité deux graviers confondus :

— des graviers vraiment quaternaires (ceux qui passent sous le loess du Choei tong keou) ;

— et des graviers récents (ceux qui, remaniant plus ou moins les premiers, auraient modelé définitivement les terrasses de 100 et 50 m., et se prolongeraient, non pas dans le conglomé-

rat de base du loess, mais dans les graviers sous-jacents aux dépôts fluviatiles qui ravinent le loess).

Dans cette hypothèse, après le dépôt du loess, il y aurait encore eu une période de ruissellement intense. Et c'est au cours de cette dernière phase d'érosion que le pays aurait pris sa figure définitive.

Pour trancher la question de l'âge des graviers de l'Ordos, il faudrait qu'un nombre assez grand de mesures altimétriques fussent rassemblées, permettant de suivre et de raccorder entre elles les diverses terrasses dont nous avons parlé. L'Ordos et, plus généralement, la Mongolie occidentale, sont formés d'une série de vieux et de nouveaux plateaux disposés en gradins. Le géologue n'arrivera à bien comprendre l'histoire de ces pays que lorsqu'il aura à sa disposition une base topographique sérieuse.

D). LES FORMATIONS RÉCENTES.

Si on laisse dans le Quaternaire les cailloutis de l'Ordos occidental, les formations modernes sont relativement rares dans la région que nous avons traversée. A part les dunes, les cônes de déjection des torrents, les dépôts de sel et de soude, on ne peut citer, comme telles, que les terrasses de loess récent visibles le long de certaines rivières.

Au bord du Sjara osso gol ces formations de loess récent prennent un développement tout à fait remarquable. Par suite du creusement rapide des sables quaternaires par une eau si chargée de vase qu'elle n'est plus, souvent, que de la boue liquide, les différents stades du ravinement sont enregistrés, sur les parois du cañon, par toute une série de terrasses et de méandres suspendus. En certains points, on peut compter jusqu'à six gradins de loess (épais de 3 à 4 m. chacun) échelonnés les uns au-dessus des autres. Chaque terrasse commence par un gravier de base, contenant, pêle-mêle, des fossiles remaniés et des objets modernes (os, poteries, etc.) ; sa masse est faite d'un loess compact, très dur, fort différent du grand loess quaternaire. Le creusement du cañon à la profondeur actuelle semble tout à fait récent : dans la terrasse de 10 m., l'un de nous a recueilli une sapèque !

Près de Siao k'iao pan, avons-nous dit, les couches sableuses du Sjara osso gol disparaissent sous un épais manteau de loess récent¹. Malgré la ressemblance extérieure de ce loess avec

1. C'est ce loess qui forme presque entièrement les falaises du Sjara osso gol sur les photographies de cette rivière données par OBROUTCHEV (*loc. cit.*, t. I,

celui des terrasses du Sjara osso gol, il ne semble pas qu'il faille le compter comme une terrasse supérieure de la rivière. Le loess de Sia k'iao pan représente bien plutôt une couche de limon amené, antérieurement au creusement du Sjara osso gol, des montagnes loessiques du sud, toutes proches¹. Si cette interprétation est exacte, on s'explique la grande extension de ce loess des plateaux (qu'on retrouve, à l'E de Siao k'iao pan, recouvrant les sables quaternaires le long de la rivière de Ts'ing pien). On comprend aussi son ancienneté relative établie par les nombreux vestiges néolithiques qui traînent à sa surface, tout comme sur le vieux sol du steppe auprès de « chez Wansjock ».

De la rareté des dépôts récents dans la région de l'Ordos, on peut conclure que, autant la période du loess (et peut-être la période suivante, celle des graviers) ont été, pour ce pays, une époque de remblaiement intense, autant la période actuelle est un temps d'universelle dénudation. Maintenant, le remblaiement de la Chine se fait à la mer.

Conclusion. Essai d'histoire géologique de l'Ordos.

Les observations géologiques que nous avons pu réunir sur la bordure N, W et S de l'Ordos ne nous font connaître qu'une bien faible part de la structure de ce pays. Nous pouvons cependant essayer, en nous appuyant sur ces données, d'imaginer ce qu'a pu être, dans son ensemble, au cours des périodes géologiques, l'histoire de la région que nous avons longée.

L'Ordos paraît avoir possédé un commencement d'individualité tectonique dès les temps paléozoïques. La nature des roches profondes sur lesquelles reposent ses parties centrale et orientale nous est cachée. Nous ignorons s'il fut baigné par les mers précambrienne et ordovicienne. Ce qui est certain, c'est qu'un géosynclinal occupé par ces mers le bordait au NW et à l'W (Lang chan et Ala chan), et que, à l'époque assez incertaine (post-silurienne, pré-stéphaniennne) où les dépôts de ce géosynclinal se plissèrent une première fois, son socle rigide joua le rôle d'avant-pays. L'Ordos, alors, faisait partie d'une grande amygdale, limitée à l'E par la zone du Wu t'ai (massif faillé, non plissé), et au S, par la zone du Tsin ling, dont elle constituait l'arrière-pays.

pl. 18 et 19, p. 210). Les sables quaternaires, à cet endroit (passage du chemin qui va de Belgasson à Sia k'iao pan) n'apparaissent que tout à fait au fond du ravin.

1. Ce flot de boue pourrait représenter l'équivalent à l'E de l'Ordos, des terrasses de cailloutis de l'W, si on admet pour celles-ci un âge post-quaternaire.

Les nappes du Lang chan et de l'Ala chan étaient à peine mises en place, sur la bordure de l'Ordos (elles se ployaient même encore, peut-être), que leur dégradation commençait, marquée par le dépôt des conglomérats et grès stéphaniens, qui tantôt succèdent brusquement aux schistes ou aux calcaires (Arbous oula, Ala chan), tantôt s'étendent transgressivement sur les micaschistes cristallophylliens (Ta t'sing chang). C'était là le début d'une immense histoire continentale qui n'est pas encore terminée.

Pendant une grande partie du Mésozoïque, d'abord, nous voyons se poursuivre la formation gréseuse commencée au Carbonifère supérieur. Aux grès blancs du Houiller succèdent les grès rouges et verts post-carbonifères. Cette série n'est pas connue dans toute sa puissance. Dans le synclinal de l'Arbous oula, où elle succède sans discontinuité sensible au Stéphalien, elle est très réduite (peut-être par abrasion). Au S et à l'E, par contre, où elle est très épaisse, et surmontée de formations probablement wealdiennes (couches à Plantes et à Poissons de You fang t'ou), nous n'apercevons pas ses parties profondes. Il est probable que les Grès post-carbonifères forment une série continue, allant du Permien au Crétacé inférieur. C'est au cours de cette longue période de sédimentation que l'Ordos paraît avoir acquis les premiers traits de la figure que nous lui connaissons aujourd'hui.

Des grès stéphaniens et post-carbonifères s'étendent par-dessus le Ta t'sing chan, jusqu'au Gobi, où ils ont été reconnus par la dernière expédition américaine. Pendant la fin du Paléozoïque et les débuts du Mésozoïque la Chine centrale était donc soudée, au N, et confondue avec le haut plateau mongol. Cet état de choses ne devait pas durer. Autour de l'Ordos, sous la couverture des dépôts continentaux, les vieilles lignes de plissement subsistaient en profondeur (marquées encore, le long de l'Ala chan, par de faibles récurrences marines, à l'Ouralien et au Permien), et elles s'apprétaient, en jouant une fois encore, à lui rendre — en les accentuant même — ses contours géologiques. Vers le milieu du Jurassique, nous voyons des mouvements orogéniques puissants donner définitivement naissance aux chaînes qui encadrent actuellement, au N, à l'W et au S, le pays compris à l'intérieur de la boucle du Fleuve Jaune. Très accentués dans le Ta t'sing chan, l'Ala chan, le Tsiling, très amortis déjà dans l'Arbous oula, les plis entourèrent, sans le pénétrer, le bloc formé par l'Ordos et les régions tabulaires qui le prolongent aujourd'hui au S de la Grande Muraille. Une fois de plus, l'amygdale de la Chine centrale résista : mais il semble qu'elle dut s'enfoncer.

Vers la fin du Jurassique, l'Ordos et son prolongement méridional n'étaient plus qu'une région basse, couverte de pins et de Fougères parsemée de lagunes peuplées de Ganoïdes. Très minces, semble-t-il, à l'W, les dépôts de cet âge augmentent de puissance à mesure qu'on avance dans la direction de l'E. Par affaissement de la plateforme comprise entre les zones plissées (ou, ce qui revient au même par exhaussement des nappes bordières) l'Ordos formait, à cette époque, un véritable bassin où s'accumulaient les alluvions descendues des chaînes qui, dès alors, commençaient à lui former une ceinture de montagnes. Le vrai continent asiatique d'alors, avec ses dépôts subaériens et sa faune de Sauriens marcheurs, l'Expédition américaine nous a appris qu'il se trouvait plus au N, à l'emplacement du Gobi.

À ce moment (c'est-à-dire après le Crétacé inférieur), se produit, dans la stratigraphie de l'Ordos, une lacune énorme, d'autant plus difficile à expliquer que les terrains immédiatement supérieurs aux Grès post-carbonifères ne renferment, dans leur conglomérat de base, aucun élément étranger à ces grès. Rien ne représente en Ordos¹, ni dans les montagnes du Kansou et du Chensi aux environs de la Grande Muraille, — pas même un caillou roulé, — la fin du Crétacé et la presque totalité du Tertiaire. La Terre rouge pontienne s'est déposée sur une plateforme absolument nue, de grès mésozoïques. Ou bien il s'est produit, vers le milieu du Miocène, une brusque émergence amenant la destruction des couches post-wealdiennes ; — ou bien, ce qui est plus probable, — un lent exhaussement, commencé dès la fin du Secondaire, a empêché, pendant les périodes suivantes, la formation de dépôts stables. Cet exhaussement, dont les débuts pourraient être marqués par l'apparition des grès rubéfiés, à stratification entrecroisée, qui succèdent, dans le SE de l'Ordos, aux couches lagunaires à Plantes et à Poissons, aurait eu alors, comme compensation, un affaissement du Gobi où existent précisément (nous le savons par les Géologues américains) les dépôts secondaires et tertiaires qui manquent en Ordos².

Avec la Terre rouge recommence, en Ordos, une période de remblaiement, effectué, semble-t-il, sous un régime de ruissellement doux et prolongé. Aux lits torrentiels de base (conglomérat de You fang t'ou) succèdent les sables argileux et les

1. Sinon peut-être quelques formations énigmatiques, telles que les calcaires à *Cypris* de Hoa ma tcheu.

2. Inversement, les Terres rouges pontiennes et les Terres jaunes quaternaires du bassin du Fleuve Jaune manquent au Gobi.

argiles rouges tenaces, rubannées de bancs marneux, calcaires et gypseux. Tout porte ici les traces d'une lente dissolution des massifs paléozoïques, et d'une extension paisible des eaux lagunaires. A cette époque (on le sait depuis longtemps) l'Ordos faisait partie de la grande zone de prairies à faune tropicale (*Hipparion*, Giraffidés, Antilopes, Rhinocérotidés...) que la Géologie peut suivre, maintenant des mers de Chine à l'Atlantique, à travers toute l'Eurasie.

Et de nouveau, le rythme sédimentaire reprend. Après une légère phase d'érosion, puis de remblaiement, marquant le Pliocène, une période de destruction violente inaugure les temps quaternaires. Sous l'action des eaux torrentielles, la Terre rouge est profondément ravinée, les Grès post-carbonifères remis à nu. Puis, sur cette surface crevassée, le loess étend, au S, son manteau épais : conglomérat d'abord, sables à Linnées et à Planorbes ensuite, couches massives à Hélix enfin. A ce moment l'Ordos prend définitivement son individualité.

Jusqu'alors, sa plateforme, soudée au bloc de la Chine centrale (Chensi et Kansou) ne différait pas de celui-ci dans son histoire. Au Quaternaire, il semble que, par un mouvement propre, elle s'affaisse au-dessous des pays environnants et acquière son autonomie. Au vrai loess, de type subaérien, succèdent un peu partout, latéralement, au N de la Grande Muraille, des formations fluviatiles et peut-être torrentielles. L'Ordos quaternaire devait former une plaine basse abondamment arrosée tout entourée déjà de montagnes et de collines. Depuis la fin du Pliocène, une cassure, trahie par l'inclinaison des couches de Terre rouge, avait dessiné, sur sa frontière occidentale, la gouttière où devaient se rassembler les eaux du Fleuve Jaune. — Rien ne peut faire soupçonner, sinon peut-être l'humidité de cette période, qu'il y avait alors, en Occident, des périodes glaciaires. Au Sjara osso gol, sans doute, vivaient, le *Rhinoceros tichorhinus* et le Mammouth. Mais, à côté de ces formes sibériennes nous avons trouvé le Chameau, des Gazelles en abondance, l'Autruche, et une Antilope comme il n'en vit plus que dans les régions chaudes de la Terre. L'Homme était déjà partout répandu.

Actuellement, la Chine septentrionale est de nouveau entrée dans une période d'érosion. Grâce à sa faible altitude relative, et à son climat désertique, l'Ordos en souffre moins que les régions, plus élevées, qui le bordent. La coupure du Sjara osso gol, les torrents du désert en face de Ning hia et de Saint-Jacques, c'est peu de chose en comparaison des innombrables

crevasses qui ruinent ailleurs les montagnes de loess. Sous le voile des dunes et des steppes les secrets géologiques de l'Ordos sont encore bien cachés.

Nature continentale des dépôts, et succession largement discontinue de trois formations massives (Grès, Terres rouges, Terres jaunes), tels sont, en résumé, les caractères dominants de la Géologie de l'Ordos après les temps carbonifères. Les terrains sont presque partout demeurés horizontaux, au cours de cette longue période. Mais leur succession est interrompue par des lacunes brusques et profondes. Le problème qui reste à résoudre serait de rattacher le rythme si curieux qui fait succéder, sans transition et par masses énormes, les Terres rouges, aux Grès puis le loess aux Terres rouges, — de rattacher ce rythme, disons-nous, aux mouvements tectoniques généraux, affectant l'Asie entière, qui doivent en être la cause.

SUR LE PLUS ANCIEN REPRÉSENTANT DU GENRE *GONIOPYGUS*
(OURSIN RÉGULIER) ET SUR LA PHYLOGÉNIE
DES ARBACIDÉS

PAR M. GIGNOUX ET G. POPOVITCH¹.

PLANCHE II.

Le genre *Goniopygus* est abondamment représenté dans le Crétacé. Mais jusqu'à présent il n'était connu dans le Jurassique que par un échantillon unique, provenant du Portlandien supérieur, à faciès corallien, de Lémenc (Vigne Droguet) près Chambéry, et décrit autrefois par Cotteau comme le seul représentant d'une espèce spéciale, *G. Pilleti*².

Or les collections de l'Institut géologique de Strasbourg contiennent un petit Oursin provenant du Portlandien inférieur de Nattheim (Souabe)³, qui, après étude, s'est montré appartenir au genre *Goniopygus*. Ce serait donc le deuxième individu de ce genre connu dans le Jurassique ; il serait même un peu plus ancien que l'Oursin de Savoie ; et à ce titre, nous avons cru intéressant de le faire connaître.

Notre exemplaire a tous les caractères typiques de *Goniopygus* : en particulier on y voit très bien, grâce à son état de conservation exceptionnel, que les pores génitaux ne sont pas percés dans l'épaisseur même des plaques génitales, mais rejetés à l'extrémité distale de ces plaques, et surplombés par ces extrémités : ils débouchent donc à la surface, non comme des orifices de « puits », ce qui est normal chez tous les Oursins, mais comme des sorties de « tunnels » ; aussi, quand on regarde l'Oursin par la face apicale, ils sont invisibles, et, pour peu que les échantillons ne soient pas très bien conservés, on pourrait croire à leur absence. Cotteau a d'ailleurs insisté sur ce caractère, tout à fait spécial au genre *Goniopygus*.

En outre les plaques génitales sont dépourvues de tubercules.

1. Note présentée le 24 janvier 1924.

2. Cf. COTTEAU, *Paléontologie française, terrains jurassiques*, X, 2, p. 570, pl. 413. fig. 7-12.

3. Cet échantillon, à test siliceux, était étiqueté *Aeropeltis concinna* MALM ε . Pour l'âge de ces couches de Nattheim, crues autrefois kiméridgiennes, voir HAUG, *Traité de géologie*, TH. SCHMIERER, *Zeitsch. d. deutschen geol. Gesellsch.*, LIV, 1902, et F. BLANCHET, *Bull. Soc. géol. France*, 1923, p. 70.

ce qui permet encore de le différencier facilement du genre voisin *Acropeltis*, où ces plaques portent au contraire de gros tubercules, continuant les colonnes de tubercules interambulacraires, de manière qu'à première vue on croirait que les aires IA se prolongent jusque contre le périprocte. Les pores sont unigémés ; et l'ornementation des aires A et IA, qui portent chacune deux colonnes de gros tubercules primaires, est celle des *Acropeltis* et *Goniopygus*.

Notre échantillon étant très voisin du type de *Goniopygus Pilleti*, nous nous contenterons de renvoyer, pour les détails, à la description de Cotteau, et de noter ici les légères différences qu'il présente avec le *Goniopygus* de Chambéry. Ce sont les suivantes :

1° Les dimensions relatives de l'appareil apical, dont le rayon est, dans la forme souabe, environ la moitié du rayon de la face supérieure, alors que dans le type de *G. Pilleti* cet appareil est beaucoup plus petit ; cette différence ne tient pas, comme on pourrait s'y attendre, à l'âge, car la taille de notre forme (diamètre 10 mm., hauteur 5 mm.) est à peu près identique à celle de l'Oursin de Savoie.

2° La forme des plaques ocellaires, un peu plus rectangulaires que dans le type de Cotteau, où elles sont plutôt triangulaires.

3° La zone miliaire de l'aire IA porte, en dessous de l'ambitus, de très petites granulations, un peu plus développées dans notre exemplaire que dans le *Goniopygus* de Chambéry.

4° Le nombre des tubercules dans chaque aire A ou IA (7 à 8 par colonne) est un peu plus élevé que dans la forme de Savoie (6 à 7).

5° Certaines plaques génitales possèdent, le long du bord périproctal, une petite fossette plus ou moins nette au milieu de laquelle s'élève un très petit mamelon ; d'après Cotteau, 4 des génitales seraient dans ce cas ; dans notre échantillon on ne voit nettement ce caractère que sur 2 génitales, une troisième génitale ne montrant que la fossette. Mais c'est là une différence très peu importante¹, due peut-être à l'état de conservation. Il doit en être de même pour la plaque madréporique, impossible à individualiser sur notre exemplaire, alors que Cotteau la dit « très visible ».

Étant donné que nous ne connaissons actuellement que deux individus de *Goniopygus* jurassiques, il nous paraît absolument illusoire de nous autoriser de ces faibles différences pour créer une espèce nouvelle : nous inscrirons donc notre exemplaire sous le nom de *Goniopygus Pilleti* COTTEAU.

Son principal intérêt est de nous montrer que ce représentant de la famille des Arbacidés a été, au Jurassique, un peu plus

1. Les espèces crétacées se montrent très variables à ce point de vue.

ancien et plus répandu qu'on n'était en droit de le croire, ce qui nous engage à discuter de plus près la phylogénie de cette famille¹.

Définition des Arbacidés. — La famille des Arbacidés est, pour les Oursins fossiles, une des plus difficiles à définir.

Les Arbacidés vivants possèdent en effet des caractères qui les rendent assez aisément reconnaissables par rapport aux autres Oursins réguliers à pores unigéminés :

1° Leur périprocte, au lieu de comporter un revêtement de petites plaquettes très nombreuses, très petites, irrégulièrement distribuées dans la membrane périproctale, est protégé par 3, 4 ou 5 grandes plaques triangulaires, à base distale et à sommet proximal relevé, de manière que l'ensemble de ces plaques forme comme une valvule saillante ou une soupape : en effet, en tournant autour de leur base articulée au bord de l'appareil apical, ces plaques peuvent dégager l'ouverture de l'anus ou au contraire la fermer ; aussi peut-on les appeler des « plaques valvulaires » : elles sont très faciles à voir sur n'importe quel exemplaire d'*Arbacia* vivant, genre répandu dans toutes les collections. Pour bien montrer ce caractère fondamental, souvent oublié par les Paléontologistes, nous figurons ici quelques Arbacidés vivants ; comme on le voit, le nombre des plaques valvulaires est très variable, même dans une espèce donnée².

2° On sait que chez la grande majorité des Oursins réguliers (tous sauf les Échinothuridés et les Arbacidés), les aires IA se terminent au contact du péristome par 2 plaques IA dites « péristomiennes ». Or, chez les Arbacidés vivants qui ont été étudiés à ce point de vue (*Arbacia*, *Pygmaeocidaris*, *Habrocidaris*), il n'y a qu'une seule plaque péristomienne impaire : on peut penser, avec Jackson, que cette plaque impaire n'est autre que la plaque IA « primordiale », également impaire, qui est la première à apparaître dans l'aire IA du très jeune Oursin : au lieu de glisser dans l'aire péristomienne, comme cela arrive habituellement chez les Oursins adultes, cette plaque serait restée en place au bord du péristome chez les Arbacidés. Ce caractère n'est d'ailleurs pas toujours facile à voir, car, dans la région péristomienne, la soudure des plaques coronales empêche souvent de bien reconnaître leur individualité.

3° Enfin on sait que chez les Arbacidés vivants étudiés à ce point de vue, les dents sont carénées et les épiphyses de la lanterne, basses, non soudées en arc (grand groupe des Stirodontes de Jackson).

1. Il est superflu d'ajouter que nous avons eu là un guide sûr dans le bel ouvrage de nos collègues MM. Lambert et Thiéry (*Essai de nomenclature raisonnée des Échinodermes*), véritable monument d'érudition et de claire critique.

2. Ainsi l'échantillon d'*Arbacia pustulosa* figuré ici porte 3 plaques valvulaires, tandis que d'autres, par exemple l'exemplaire très bien figuré par R. Koehler (*Faune de France, Échinodermes*, fig. 75), en possèdent 4.

Ainsi définie¹, la famille des Arbacidés comprendra d'abord des genres vivants inconnus à l'état fossile : *Arbacia* ? , *Tetrapygus*, *Arbaciella*, *Habrocidaris*, *Pygmaecoidaris*. Deux autres genres sont connus à la fois vivants et fossiles ; ce sont : *Coelopleurus*, apparu au Crétacé, et remarquable par la présence de fossettes creusées sur les sutures des plaques coronales (nous en reparlerons) et *Parasalenia*, apparaissant à l'Éocène, et bien caractérisé par son contour très habituellement elliptique.

Pour les formes connues uniquement à l'état fossile, la question est plus difficile : aussi la façon dont on doit comprendre la famille varie-t-elle beaucoup avec les auteurs.

En effet, ce n'est que dans un nombre très restreint de cas que l'on a pu retrouver les deux caractères fondamentaux (plaques valvulaires anales et plaques IA péristomiennes impaires) qui nous ont servi à définir la famille pour les formes vivantes. Lambert et Thiéry³ ont pu montrer, dans un *Magnosia* bathonien, la présence d'une seule plaque péristomienne à la base de l'aire IA ; et de Loriol a figuré⁴ un *Goniopygus* crétacé où la région périproctale montre des plaques valvulaires anales encore en place. Enfin l'existence de ces plaques peut parfois être présumée d'après le contour du périprocte, quand ce contour est polygonal, et semble montrer des arêtes d'articulation. Mais les fig. 4, 5, 6 de notre planche montrent combien il est difficile d'user de ce critérium.

Donc pour définir *pratiquement* et avec précision la famille, il faut recourir à des caractères empiriques, qui devront être toujours reconnaissables sur les formes fossiles.

Or considérons l'ensemble des Oursins réguliers glyphostomes à tubercules imperforés et lisses (grand groupe des Tiaridés de Lambert et Thiéry) et à pores unigémés ; écartons-en d'abord quelques rares formes qui se rattachent nettement à d'autres groupes : ce sont : *Poropeltaris*, connu par un unique échantillon : ce n'est qu'un *Peltastes* (Salénidé) ayant perdu les crénelures de ses tubercules : c'est donc un Salénidé — de même les *Cir-*

1. On pourrait ajouter aussi que les Arbacidés ont des plaques A formées de plaquettes primaires associées suivant le mode « arbacioïde » défini par Duncan : mais ce caractère est peu précis et le plus souvent impossible à reconnaître en pratique.

2. Ce genre est connu dans le Quaternaire de Livourne et de Madère : et son sous-genre *Agarites* a été trouvé dans le Pliocène d'Amérique. Cf. G. STEFANINI, *Riv. ital. di Paleontologia*, XVII, 1911.

3. *Loc. cit.*, pl. vii, fig. 18.

4. Cf. DE LORIOL, *Notes sur les Echinides*, 2^e série, fasc. 3, pl. II, fig. 5 ; notre attention a été attirée sur cette figure par M. Lambert, que nous sommes heureux de remercier ici de ses instructives conversations.

copeltis sont des *Rachiosoma* (Phymosomidés) qui ont également perdu leurs crénelures : ils se rattachent donc aux Phymosomidés.

Il ne nous reste alors dans cet ensemble que : — d'une part des formes (comme *Arbacina*, etc.) ayant des fossettes sur la surface de leurs plaques coronales, caractère dont nous ne savons pas encore apprécier la signification morphologique et physiologique, mais qui, joint à d'autres, a paru suffisant à la plupart des Zoologistes et Paléontologistes pour définir une famille spéciale, les Temnopleuridés — d'autre part des formes qui sont, soit les Arbacidés au sens des Zoologistes, soit des fossiles qui leur ressemblent par leur allure générale et auxquels il est naturel de les réunir.

C'est cet ensemble restreint qui constituera pour nous la famille des Arbacidés, comprenant dès lors les genres fossiles suivants : *Prototiara*, *Magnosia*, *Glypticus*, *Acropeltis*, *Codiopsis*, *Goniopygus*, *Coelopleurus*, *Cotteaudia* (= *Cottaldia* auct.), *Parasalenia*, énumérés dans leur ordre d'apparition.

Nous pouvons donc définir cette famille comme suit :

*Oursins réguliers glyphostomes, à tubercules imperforés et lisses, à pores unigémisés, et dont les plaques coronales sont dépourvues de fossettes*¹ (sauf dans le genre *Coelopleurus*, qui, malgré ses fossettes, doit être, comme on l'a vu, rattaché aux Arbacidés).

Cette définition², très simple, et faisant intervenir des caractères toujours facilement visibles sur les fossiles, nous paraît devoir préciser, pratiquement et provisoirement, les limites de la famille des Arbacidés, vivants et fossiles.

Phylogénie des Arbacidés. — D'après les caractères que nous venons d'énumérer, on voit que les Arbacidés sont des Oursins relativement primitifs, par leurs pores unigémisés, par leur lanterne, et par la persistance, au bord péristomien, de la plaque IA primordiale. Si l'on applique strictement notre définition, le genre *Prototiara* LAMBERT doit rentrer dans la famille, et ce serait l'Arbacidé le plus primitif, puisque chez lui les plaques A sont restées encore simples, et non soudées en plaques « majeures » secondaires (pores unisociés). Mais ce genre, d'ailleurs très rare

1. Le genre *Prionechinus* répond à ces caractères ; mais, bien que n'ayant plus de véritables fossettes, il doit être rattaché aux Temnopleuridés, car il ressemble énormément à *Arbacina* (Temnopleuridé) ; et en effet ses représentants vivants ne montrent aucun caractère d'Arbacidé.

2. Il est entendu, comme on l'a vu, que nous en écartons les genres *Poropeltaris* et *Circopeltis*, qui y répondraient cependant.

(2 échantillons uniques, Bajocien, Charmouthien) ¹ n'a qu'un intérêt théorique. On peut le rapprocher de ses contemporains liasiques, *Mesodiadema* (tubercules perforés lisses) et *Eodiadema* (tubercules perforés crénelés) apparu dès le Trias : c'est ce qu'a fait Tornquist en créant pour ces genres sa famille des Prodiadématidés : tous, en effet, ont encore des pores unisociés et ne se distinguent de l'ancêtre *Cidaris* que par la présence de scissures branchiales. C'est évidemment à partir de ces formes peu distinctes que se sont différenciés les grands troncs les plus anciens des Réguliers : par exemple Pseudodiadématidés à partir des *Eodiadema*, Pédinidés à partir des *Mesodiadema*, Arbacidés à partir des *Protoliara*.

Parmi les Arbacidés, ceux qui se relie le mieux à cette souche primitive sont les *Acropellis*, connus seulement dans le Jurassique supérieur, et les *Goniopygus*, dont nous venons d'étudier le plus ancien représentant. Ces deux genres ne diffèrent, comme on l'a vu, que par des caractères de détail. Ce premier tronc, que nous suivons jusqu'à l'Éocène avec *Goniopygus*, est caractérisé par ce fait que l'ornementation y comporte seulement, sur les aires A et IA, deux colonnes de tubercules primaires, sans tubercules secondaires : nous donnerons à ce type d'ornementation le nom de « cidaroïde » ², car chaque plaque A ou IA est ornée comme une plaque IA de *Cidaris*.

De ce tronc, que nous pouvons appeler « normal », se détachent en effet divers rameaux latéraux, caractérisés par leur ornementation :

1° C'est d'abord le rameau des *Arbacia* et formes vivantes voisines : la taille augmente, et l'ornementation se complique par apparition de nombreuses colonnes de tubercules secondaires, qui deviennent égaux entre eux et aux primaires (type « échinoïde »).

2° Un rameau latéral à apparition précoce est celui des *Glypticus* (Callovien-Portlandien), où, sur la face supérieure, les tubercules modifient leur forme d'une manière si curieuse : ce genre très isolé paraît s'être éteint sans descendance.

3° Encore plus précoces sont les *Magnosia* (Bajocien-Cénomaniens) : une preuve de l'origine ancienne de ce rameau nous est fournie par la structure des plaques A, où la fusion des plaquettes primaires en plaques « majeures » composées n'est encore parfois qu'incomplètement réalisée. Par contre l'ornementation est très spécialisée : les tubercules se multiplient énormément et se serrent les uns contre les autres,

1. M. Lambert (renseignement inédit) vient d'en reconnaître un troisième échantillon dans le Toarcien de Catalogne.

2. On pourrait aussi dire « acrocidaroidé », car le genre *Acrocidaris* réalise cette ornementation.

donnant au test un aspect uniformément granulé, interrompu seulement par les 10 zones porifères et 5 sillons dénudés qui occupent le milieu des aires IA. La taille est restée assez petite. On ne connaît aucun passage entre ces types si curieux et les Arbacidés normaux.

Les *Cotteaudia* (Cénomaniens) se rattachent étroitement aux *Magnosia*, dont ils diffèrent surtout par la petitesse de leur péristome : c'est là un caractère d'évolution.

4° Une autre modification curieuse de l'ornementation nous est montrée par les *Codiopsis* (Lusitanien-Éocène) ; une ornementation plus ou moins « cidaroïde » très atténuée y persiste sur la face inférieure ; mais sur la face supérieure, c'est-à-dire sur les plaques coronales apparues les dernières, les tubercules ont régressé, et on voit seulement de fines stries qui donnent au test un aspect chagriné, et des cicatrices un peu énigmatiques (mamelons radiolifères de Cotteau) : ces formes si curieusement différenciées se sont éteintes sans donner de descendants.

5° Beaucoup plus récent est le rameau de *Coelopleurus* qui, apparu à l'Éocène, vit encore actuellement : la face inférieure y a une ornementation encore « cidaroïde », mais avec des tubercules relativement petits et des fossettes creusées le long des sutures des plaques A ; au contraire sur la face supérieure, il ne subsiste plus que des tubercules A, de sorte que les aires A, saillantes et ornementées, dessinent sur cette face comme une étoile à 5 branches entre les aires IA dénudées et un peu déprimées. Dans certains *Coelopleurus* (s. g. *Baueria*, rare, dans l'Éocène) les tubercules A régressent aussi sur la face supérieure, qui apparaît ainsi entièrement lisse¹.

6° Enfin un dernier rameau très curieux est constitué par le genre *Parasalenia* (Éocène-actuel), voisin, par son ornementation généralement « cidaroïde », de notre tronc normal ; mais le contour devient elliptique ; dans certaines espèces il apparaît des tubercules secondaires, ce qui nous montre une évolution analogue à celle qui avait donné les *Arbacia*.

CONCLUSIONS. — Il ressort de cette histoire les conclusions suivantes :

1° Le rameau qui a eu la longévité la plus grande est notre tronc normal, *Prototiarra-Acropeltis-Goniopygus-Arbacia* ; et c'est en somme celui où les différenciations ont été le moins marquées.

2° Au contraire les rameaux latéraux, fortement différenciés, s'éteignent sans laisser de descendance : tels les *Glypticus*, les *Magnosia*.

3° On retrouve chez les Arbacidés des directions d'évolution

1. Ce dernier caractère se retrouve aussi par convergence chez certains Arbacidés actuels (*Arbaciella*, *Pygmaeocidaris*, *Habrocidaris*, *Podocidaris*), voisins par ailleurs des *Arbacia*.

analogues à celles que nous montrent d'autres familles de Réguliers. Ainsi, entre l'ornementation d'un *Goniopygus* et celle d'un *Arbacia*, il y a une différence analogue à celle qui sépare un *Stomechinus* d'un *Echinus*, un *Eodiadema* d'un *Pseudodiadema*, etc. ; il y a, en un mot, passage du type « cidaroïde » au type « échinoïde ». De même les *Magnosia*, devenus uniformément granuleux, présentent par rapport aux Arbacidés normaux la même différenciation que les *Polycyphus* par rapport aux Échinidés. Enfin les *Parasalenia* elliptiques sont aux autres Arbacidés ce que les Echinométridés sont aux Échinidés, et ce que les *Hyattechinus* du Primaire sont aux autres Paléchinidés.

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

FIG. 1, 2, 3. — *Goniopygus Pilleti* GOTTEAU. Portlandien de Nattheim (Souabe) ;
grossissement = 2,5.

FIG. 1. Face apicale.

FIG. 2. — orale.

FIG. 3. Vu latéralement.

FIG. 4, 5, 6. — *Arbacidés* vivants, montrant de 3 à 5 plaques valvulaires périproctales, caractère de la famille (échantillons du Musée zoologique de Strasbourg).

FIG. 4. *Arbacia (Agarites) spatuliger* VALENCIENNES sp. Détroit de Magellan ; gross. = 1 ; 5 plaques valvulaires.

FIG. 5. *Arbacia pustulosa* KLEIN sp. (= *A. aequituberculata* DE BLAINV. sp.) Naples ; gross. = 1,5 ; 3 plaques valvulaires.

FIG. 6. *Arbacia (Agarites) punctulata* LAMARCK sp. Charleston (États-Unis) ; gross. = 1,5 ; 4 plaques valvulaires.

SUR QUELQUES HECTICOCERAS DU GROUPE DE
H. RETROCOSTATUM DE GROSS.

PAR **Frédéric Roman** et **Eugène Lemoine**¹.

PLANCHE III.

En étudiant, d'une part la faune du Callovien de Chanaz et du Mont du Chat (Savoie) et de l'autre celle de Naves (Ardèche), nous avons été frappés de l'existence, dans les deux gisements et à des niveaux relativement assez élevés, de formes se rapprochant de l'espèce, si constante dans le Bathonien supérieur, décrite par M. DE GROSSOUVRE, sous le nom d'*Hect. retrocostatum*.

Cette courte note a pour but de préciser autant que possible les modifications qui se sont produites dans la série stratigraphique sur quelques-unes de ces formes depuis le Bathonien supérieur jusque dans les parties les plus élevées du Callovien.

I. — RAMEAU DE L'HECTICOCERAS RETROCOSTATUM.

Hecticoceras retrocostatum DE GROSSOUVRE.

Pl. III, FIG. 1-5.

1888. *Ammonites retrocostatus* DE GROSSOUVRE. Ét. sur l'étage Bathonien. B.S.G.F. (3), XVI, p. 374, pl. III, fig. 8 a b, 9 a b.

1888. *Harpoceras (Ludwigia) subpunctatum* SCHLIEPE, Fauna des Bathonien. p. 196, pl. V, fig. 3, 3a. Abh. Spez. Karte Elsass Lothr.

1907. *Heclioceras retrocostatum* POPOVICI HATZEG. Ceph. Mont Struga, p. 20, pl. IV (XII) fig. abc. Mem. de Pal. Soc. Géol., n° 35.

1923. *Heclioceras retrocostatum* LISSAJOUS. Bath. environ de Mâcon, p. 126, pl. XXV, fig. 12, Trav. Lab. Géol. Lyon, Mém. 3.

Diagnose originale. — Coquille discoïde, un peu épaisse, ombilic médiocre, à pourtour arrondi, flancs légèrement convexes à bord externe légèrement obtus, munie d'une quille mousse peu saillante. Les flancs sont ornés de côtes élevées, serrées, partant de l'ombilic en s'inclinant fortement en avant jusqu'au delà du tiers du flanc où elles se dédoublent en présentant un rebroussement en arrière très marqué; les côtes externes sont de plus en plus larges et saillantes en approchant du bord ventral où elles s'arrêtent brusquement à une faible distance de la quille ».

1. Note présentée à la séance du 4 février 1924.

Nous n'avons rien à ajouter au point de vue de la description générale à cette diagnose et nous adoptons comme synonyme, ainsi que l'ont fait POPOVICI HATZEG et LISSAJOUS, l'espèce de SCHLIPPE qui a été publiée la même année.

Forme A du Bathonien supérieur de la Nièvre (Pl. III, fig. 1, 1a). Coll. Université de Lyon).

Nous figurons un spécimen bien conservé du Bathonien de la vigne Racot au Tremblay, près Pougues-les-Eaux qui a été donné à l'Université de Lyon par M. l'abbé DASSE. Cet échantillon qui est tout à fait conforme au type de la même région, nous permet de décrire la ligne suturale qui n'a pas encore été étudiée dans cette espèce.

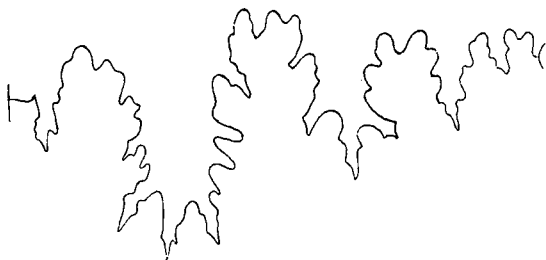


FIG. 1. — SUTURE DE *Hect. retrocostatum* DU TREMBLAY (gr. 5 fois).

Cloisons. — Cette suture comporte une selle siphonale légèrement convexe, à peine dentée, à auricules nets ; un lobe siphonal presque parallèle à la quille, avec une indentation assez marquée du côté interne.

S_1 massive, presque aussi large à la base qu'au sommet, divisée à sa partie supérieure en deux phyllites dont l'interne est légèrement plus large que l'externe. — L_1 presque rectangulaire, à fond trifide, asymétrique, la pointe médiane bien prononcée, les bords relativement peu découpés. — S_2 un peu plus étroite et un peu plus élevée que S_1 , divisée en deux folioles par un sinus assez profond : le phyllite externe faisant partie du flanc de L_1 , le phyllite interne s'élevant sensiblement au-dessus de S_1 . Cette selle entamée avant sa base par la pointe externe de L_2 rappelle dans sa forme générale la selle correspondante d'*Hect. pseudopunctatum*. — L_2 ressemble à L_1 avec une symétrie plus marquée. — Éléments auxiliaires au nombre de deux.

L'échantillon figuré est un peu plus renflé que celui de M. DE GROS-SOUVRE et beaucoup moins que celui de POPOVICI. Les côtes sont très régulièrement bifurquées, sauf sur le dernier tour où il y a deux côtes simples partant de l'ombilic et qui se voient sur les deux flancs. M. POPOVICI signale par contre dans ses spécimens des trifurcations assez fréquentes.

Nous représentons aussi un fragment de la même espèce prove-

nant de Trept (Isère), où il a été recueilli par notre ami M. BLONDET dans le Bathonien supérieur. Cette pièce ne diffère de la forme type que par une épaisseur un peu plus grande des tours (Pl. III, fig. 2, 2a).

Les échantillons du Mâconnais de la collection LISSAJOUS montrent deux variétés : l'une à tours presque aussi épais que hauts, correspond tout à fait à ceux de Trept ; l'autre a ses tours moins épais, mais ne mérite pas d'être séparée spécifiquement du type¹.

L'un de nous a recueilli dans les marnes noires du Bathonien supérieur de Saint-Marc, près d'Aix-en-Provence, un petit spécimen pyriteux qu'il nous a paru intéressant de figurer, pour montrer combien peu varie l'ornementation de cette espèce depuis le plus jeune âge. Nous reproduisons aussi le dessin de la suture particu-



FIG. 2. — CLOISON D'UN TRÈS PETIT EXEMPLAIRE DE SAINT-MARC (Bathonien supérieur) (gr. 5 fois).

lièrement nette sur ce petit spécimen et dont les caractères généraux offrent une très grande ressemblance avec ceux de l'adulte, tout en étant bien plus atténués (Diamètre de l'exemplaire de Saint-Marc = 8 mm.) (Pl. III, fig. 3, 3 a).

Dimensions de l'échantillon du Tremblay. — Diam. : 32 mm. — Haut. du tour : 15 mm. — Ombilic : 8 mm. — Épaisseur : 12 mm.

MUTATION B. — Du Callovien inférieur de Naves près les Vans (Ardèche). (Coll. de Brun), pl. III, fig. 4, 4 a.

Cloison. — La ligne suturale de l'échantillon pyriteux de cette localité a des caractères généraux identiques aux précédents. A signaler les différences suivantes : symétrie moins marquée de L_1 ; S_2 notablement plus élevée que S_1 , le phyllite externe étant plus haut que dans le cas précédent,



FIG. 3. — SUTURE DE L'ÉCHANTILLON DE NAVES (mutation descendante B).

Ornementation. — Notre spécimen, dans l'ensemble, est plus aplati que le type. Il conserve néanmoins une section de forme très analogue et présente un ombilic de mêmes dimensions relatives. La costulation bien caractéristique est toutefois moins accentuée. Sur le dernier tour on voit une côte simple partant de l'ombilic. Les tuber-

1. LISSAJOUS. Faune du Bathonien des environs de Mâcon, p. 126. (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, Mém.* 3).

cules terminant les côtes sur la région siphonale restent assez nets.

Dimensions. — Diam. : 17 mm. — Haut. du tour : 8 mm. — Omphalique : 5 mm. — Épaisseur : 6 mm.

Cet échantillon provient des marnes grises à fossiles pyriteux du Callovien inférieur du ravin de Naves, où il est associé à une faune nombreuse nettement callovienne.

MUTATION C. — De la partie supérieure du Callovien moyen de Chanaz (Savoie). (Coll. BLONDET à Chambéry), pl. III, fig. 5, 5 a.

Cloison. — Ligne suturale de forme très analogue au type.

Asymétrie de L_1 . — S_2 plus élancée encore que dans l'exemplaire de Naves ; L_2 très irrégulièrement trifide ; éléments auxiliaires peu visibles au nombre de deux.

Ornementation. — Forme générale plus aplatie, région siphonale arrondie avec une quille mousse un peu plus large que dans le type.

Les plus grandes variations portent sur une atténuation notable de l'ornementation dont les côtes primaires fortement proverses sont peu accentuées et se bifurquent régulièrement vers le 1/3 de la hauteur des flancs. Les côtes externes s'infléchissent fortement en avant sur la région siphonale et s'élèvent sans donner naissance à un tubercule. De plus une côte supplémentaire s'intercale régulièrement entre chaque bifurcation.

Dimensions. — Diam. : 26 mm. — Haut. du tour : 12 mm. — Omphalique : 7 mm. — Épaisseur : 9 mm.

Répartition dans le temps du Rameau de l'Hecticoceras retrocostatum. — En résumé nous nous trouvons en présence de trois formes successives formant un rameau phylétique, et dont les différences sont trop faibles pour qu'il y ait lieu de leur donner à chacune un nom spécifique. Il est intéressant de constater que l'ornementation va en s'atténuant des couches inférieures aux plus élevées, que la forme générale s'aplatit et qu'enfin la ligne suturale subit de faibles modifications toutes dans le même sens, en particulier dans l'élancement de plus en plus grand de S_2 .

Le rapprochement formulé par M. DE GROSSOUVRE avec *Hect. punctatum* STRAL (voir la figure de cette espèce reproduite par R. DOUVILLÉ, Opeledés de Dives, *Mém. de Pal., Soc. Géol.*, n° 48, p. 6, fig. 1) ne nous paraît pas justifié. Cette dernière forme a un omphalique considérablement plus large, des tours plus arrondis, une carène plus marquée, une costulation toute différente. La ligne de suture se différencie aisément (v. R. DOUVILLÉ, *id.*, p. 25, fig. 23).



FIG. 4. — LIGNE SUTURALE DE L'ÉCHANTILLON DE CHANAZ (gr. 5 fois).

Le rameau de l'*Hecticoceras retrocostatum* a sans doute débuté avec le Bathonien inférieur, mais nous manquons de documents précis à cet égard¹.

H. primaevum DE GROSSOUVRE, du Bathonien inférieur de Sainte-Pezenne, bien qu'assez voisin morphologiquement de l'espèce du Bathonien supérieur, ne nous paraît pas devoir entrer dans la filiation directe de l'*H. retrocostatum* : sa ligne de suture offre trois lobes auxiliaires tandis qu'il n'y en a que deux dans ce dernier groupe. Nous retrouvons d'ailleurs plus haut un représentant de ce nouveau rameau qui devait évoluer parallèlement.

Nous ne connaissons, plus haut dans la série géologique, aucune autre forme pouvant se rapporter à ce rameau.

(II. — RAMEAU DE *Hecticoceras primaevum*)

Hecticoceras Blondeti nov. sp.

Pl. III, FIG. 6, 6 a.

Type un échantillon du Callovien moyen de Chanaz (Savoie) (Collection BLONDET, Chambéry).

Cloisons. — La conservation de cet échantillon ne laisse voir que partiellement la ligne suturale. Cependant on peut y reconnaître les caractères suivants : Selle siphonale nettement auriculée, caractère générique constant des *Hecticoceras*. Ces auricules sont plus hautes que la partie médiane de la selle siphonale.

L'ensemble de la ligne suturale paraît plus découpée et moins massive que celle de l'*Hecticoceras decipiens*, figuré par M. DE GROSSOUVRE (Baj. Bath. Nièvre. *B.S.G.F.* (4), t. 8, p. 411, fig. 9), mais comme cette espèce elle a trois lobes auxiliaires bien nets.

Ornementation. — Coquille peu épaisse dans son ensemble, à tours relativement hauts se recouvrant sur les 2/3 de leur largeur ; l'ombilic est étroit et à chute abrupte.

Les flancs peu convexes ont un bord externe arrondi avec une carène assez mousse. Sur la partie médiane des flancs une légère saillie spirale, peu élevée, mais bien visible, correspond à la partie

1. Dans une petite note inédite, trouvée dans les papiers de LISSAJOUS, on peut lire les lignes suivantes : « *H. retrocostatum* qui apparaît dans la partie moyenne, mais qui devait déjà exister ailleurs dès le début du Bathonien. J'ai recueilli dans les marnes de Port-en-Bessin un échantillon de *Catinulus Gibriaci* MART. qui a conservé l'empreinte très nette d'une Ammonite, sur laquelle il s'était développé. Un moulage de cette empreinte m'a montré des caractères excessivement voisins de ceux de la variété épaisse d'*Hect. retrocostatum* ». Le document est insuffisant pour une détermination précise : mais il confirme l'existence de représentants de cette espèce assez bas dans le Bathonien. La minutie avec laquelle était faites les observations de LISSAJOUS, ne laisse aucun doute sur la véracité du fait observé.

la plus épaisse du tour¹. Les côtes sont nettement géniculées, relativement assez rapprochées et marquées sur la partie la plus jeune, plus espacées sur la chambre d'habitation. Dans cette partie les côtes sont presque complètement effacées sur la région comprise entre l'ombilic et la saillie spirale. Sur la partie externe, elles sont plus saillantes et à courbure assez prononcée concave vers l'avant.

Sur les tours jeunes l'extrémité des côtes est légèrement épaissie près de la carène.

Dimensions. — Diam. : 44 mm. — Haut. du tour : 23 mm. — Ombilic : 7 mm. — Épaisseur : 11 mm.

Rapports et différences. — La structure de la cloison permet de rattacher sans hésitation cette espèce au genre *Hecticoceras*. Néanmoins par son allure générale elle se rapproche beaucoup de certaines *Oppelia* (phénomène de convergence morphologique). L'espèce la plus voisine à laquelle nous pouvons la comparer est *Hecticoceras primævum* DE GROSSOUVRE (*loc. cit.*, p. 410, pl. XIII, fig. 9 ab, 10 ab. 11) et notre exemplaire, par son ornementation, est intermédiaire entre ceux des figures 10 et 11. L'ombilic est à peu près de même dimension dans les deux espèces ; la pièce de Chanaz est un peu moins épaisse.

Tandis que l'*H. primævum* provient du Bathonien inférieur de Sainte-Pezenne, la forme que nous décrivons provient de la partie moyenne de la zone à *Rein. anceps* de Chanaz. Il y a une grande distance stratigraphique entre ces deux gisements. Bien que la forme de Savoie nous paraisse assez voisine de celle de M. DE GROSSOUVRE et qu'elle en soit très vraisemblablement un descendant direct, comme nous paraît l'indiquer sa ligne suturale, il nous semble intéressant de lui donner un nom nouveau. Nous la dédions à M. BLONDET, le chercheur infatigable de Chambéry.

Nous profitons de cette occasion pour décrire quelques espèces voisines intéressantes par leur position stratigraphique.

Hecticoceras inflexum DE GROSSOUVRE.

PL. III, FIG. 8.

1882. *Ammonites inflexus* DE GROSSOUVRE. Étude sur l'Étage Bathonien. *B.S.G.F.* (3) XVI, p. 372, pl. III, fig. 2-6.

1905. *Hecticoceras inflexum* SIMIONESCU. *Ammon. Jur. de Buceji Ann. sc. Univ. Jassy* pl. V, fig. 2, 3 b, c.

Diagnose. — L'échantillon unique que nous figurons (coll. BLONDET) ne montre pas sa ligne suturale. Ses tours ont un enroulement identique à celui de la fig. 2a de de Grossouvre et l'augmentation de la hauteur du tour est aussi bien semblable. Le recouvrement des tours est d'environ $\frac{3}{5}$ dans les deux spécimens :

1. On distingue vaguement sur le milieu de la partie interne du tour une deuxième ligne spirale, mais elle n'existe que sur la chambre d'habitation.

<i>Dimensions.</i>	Diamètre	Hauteur du tour	Ombilic
Échantillon de la Sarthe	31 mm.	15 mm.	7 mm.
» de Chanaz	28	13	6,5

Vu par la région siphonale il a une carène ventrale plus marquée et la terminaison des côtes sur le bord externe simule une carène séparée de la vraie par une surface lisse. Cette disposition est plus accusée que dans la fig. 3b de M. de Grossouvre.

L'épaisseur de notre échantillon est de 7,25 contre 8,75 dans le type; il est donc un peu plus aplati.

L'ombilic étroit rapproche cette espèce des *Oppelia*. Nous le rattachons aux *Hecticoceras* surtout à cause de sa forme générale, et de la présence d'une surface un peu excavée autour de l'ombilic sur le dernier tour.

L'ornementation est formée de côtes simples parfaitement comparables à celles du type (fig. 5a), mais un peu plus falciformes, sans toutefois être aussi anguleuses que celles de la fig. 3c de SIMIONESCU. Par contre nos côtes donnent naissance à une fausse carène qu'elles ne traversent pas, comme dans la fig. 3b de ce paléontologiste.

Localité. — Chanaz (Savoie), zone phosphatée, base de l'horizon à *Pelt. athleta*.

Observations. — Nous avons figuré cet échantillon en raison de sa situation stratigraphique plus élevée que celle de l'exemplaire de M. DE GROSSOUVRE, exemplaire qui appartient au Bathonien supérieur. Il offre des caractères intermédiaires entre celui de la Sarthe et celui de Buceji. Ce serait une forme évoluée d'un rameau montant du Bathonien supérieur au Callovien le plus élevé.

Nous avons en vain cherché d'autres spécimens de cette Ammonite qui est parfaitement identique sur ses deux faces, qui ne présente aucune trace d'usure due à un remaniement, et que nous avons trouvée exactement en place.

Hecticoceras rauracum MAYER EYMAR, *mul. calloviensis*.

PLANCHE III, fig. 7.

1864. *Ammonites rauracus* MAYER. Descr. de coq. foss. du terr. jur. *Journ. de Conch.*, t. XII, p. 376. t. XIII, pl. VII, fig. 4).

1898. *Harpocera rauracum* MAYER, DE LORIOU. Oxfordien inf. du Jura bernois *Mém. Soc. pal. Suisse*, t. XXV, p. 9, pl. I, fig. 6.

Un exemplaire unique de la partie supérieure de la zone à *Reineckeia anceps* de Chanaz (niveau phosphaté). — Collection BLONDET.

Ligne suturale incomplètement conservée, les rares parties visibles sont insuffisantes pour être sérieusement comparées à la figure donnée par DE LORIOU. Notre détermination est donc uniquement basée sur la morphologie externe, de telle sorte

qu'elle reste entachée d'une certaine part d'impression personnelle.

Dimensions de l'échantillon. — Plus grande hauteur du tour : 16-17 mm. ; diam. ombilical : 10 mm. ; épaisseur près de l'ouverture : 9 mm. environ.

Forme générale, au point de vue de l'involution des tours, à peu près exactement semblable à celle du type et à celle de la figure de DE LORIOI ; le rapport du diamètre de l'ombilic à celui de la coquille étant de 0,28 dans l'échantillon de Chanaz contre 0,29 dans celui de DE LORIOI et 0,285 dans le type. Mais il faut noter des différences assez sensibles dans la forme de la section. Tandis que *H. rauracum* in DE LORIOI, ainsi d'ailleurs que le type, offre sa plus grande épaisseur vers le 1/3 interne des flancs, c'est au 2/5 externe que se trouve le maximum dans notre échantillon. La région siphonale de ce dernier est donc un peu plus largement arrondie ; mais l'accroissement en hauteur des tours et en largeur est le même et leur chute dans l'ombilic est abrupte dans tous les cas. L'ornementation est aussi comparable à celle du type, dont la force de l'ornementation est intermédiaire entre la nôtre et celle de DE LORIOI.

Sur la région ombilicale des flancs, les côtes primaires ont la même allure ; elles sont légèrement incurvées, assez fortement pro-verses, très irrégulièrement bifurquées à la même hauteur. Les côtes externes ont tout à fait la même disposition : rétroverses, nettement infléchies en avant sur le bord siphonal où elles sont notablement plus fortes et plus larges que dans leur partie proximale. La géculation est moins aiguë que dans le type. Le léger sillon latéral indiqué par MAYER existe sur la partie jeune de notre échantillon et ne se traduit plus sur la partie la plus âgée que par une faible atténuation des côtes.

Notre échantillon, un peu plus petit que le type et que celui de DE LORIOI, a sa région siphonale fortement usée vers la fin du dernier tour ce qui ne permet ni d'affirmer ni d'infirmer la présence d'une carène bordée de deux sillons peu prononcés. Cette disposition est bien visible dans la partie la plus large du dernier tour, tant dans l'exemplaire de MAYER, que dans celui de DE LORIOI.

Cette ornementation n'apparaît qu'à un stade assez avancé dans les trois formes.

En résumé la morphologie des trois spécimens, sauf la forme de la section, nous permet de les considérer comme très voisines et vraisemblablement liées par des rapports d'étroite parenté. Nous ne croyons donc pas nécessaire de les séparer spécifiquement et comme le spécimen de Chanaz est nettement plus ancien, nous le considérons comme une *mutation ancestrale* de celui de MAYER.

Nous proposons de le désigner sous le nom de *Hecticoceras rauracum*, mutation ascendante *calloviensis*.

Il nous paraît donc que nous sommes en présence d'un rameau débutant avec la forme que nous venons de décrire au sommet de la

zone à *R. anceps* et passant dans l'Oxfordien inférieur à *H. rauracum*. Il convient probablement de rapprocher de ces formes : *Hect. Delemontanum* OPPEL (Pal. Mith., p. 194, pl. I, 4 fig., 3ab), *H. châtillonense* DE LOR. (Jura Bernois, pl. III, fig. 10), *H. cœlatum* COQUAND (in DE LOR. id., pl. III, fig. 13, *H. bernense* DE LOR., pl. III, fig. 23).

Malheureusement les niveaux exacts où ces espèces ont été rencontrées ne sont pas suffisamment précisés par les auteurs, d'où impossibilité de se rendre compte si l'on a affaire à des modifications spatiales ou à des variations dans le temps.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

- FIG. 1, 1a. *Hecticoceras retrocostatum* DE GROSSOUVRE, exemplaire typique de la vigne Racot, au Tremblay près Pougues-les-Eaux (Nièvre). (Coll. Univ. de Lyon).
- 2, 2a. Fragment de la même espèce du Bathonien supérieur de Trept (Isère). (Coll. BLONDET, Chambéry).
- 3, 3a. Très petit exemplaire pyriteux de Saint-Marc, près Aix-en-Provence ($\times 3$). Coll. Univ. de Lyon).
- 4, 4a. *Mutation B.* Échantillon pyriteux du Callovien inférieur de Naves (Ardèche). (Coll. DE BRUN à Saint-Rémy-de-Provence).
- 5, 5a. *Mutation C.* de Chanaz (Savoie), partie supérieure du Callovien moyen (Coll. BLONDET).
- 6, 6a. *Hecticoceras Blondeli* nov. sp. de Chanaz, zone à *Rein. anceps* (Coll. BLONDET).
- 7, 7a. *Hecticoceras rauracum* MAYER. *Mutation ancestrale calloviensis* du Callovien moyen de Chanaz (Coll. BLONDET).
- 8, 8a. *Hecticoceras inflexum* DE GROSSOUVRE du Callovien moyen de Chanaz (Coll. BLONDET).
-

OBSERVATIONS SUR LES SABLES A GALETS D'AUVERS

PAR L. ET J. Morellet ¹.

Nous avons récemment reconnu l'existence dans toute la région Auvers-Valmondois-Hérouville, à la partie supérieure des Sables moyens et immédiatement au-dessous des premiers calcaires lacustres, d'un niveau soit sableux, soit gréseux à *Potamides scalaroides* (DESH.).

Ce fait nouveau aurait à peine mérité d'être signalé si, en complétant la coupe des Sables moyens de la localité d'Auvers (celles que nous possédions jusqu'ici n'étaient que partielles ²) et en permettant d'en discuter les éléments, il ne nous avait conduits à des remarques d'ordre général, intéressant l'histoire de l'Auversien du Bassin de Paris.

Ainsi complétée, la succession à Auvers est, de haut en bas, la suivante :

- 1 Calcaire lacustre.
- 2 Sable ou grès à *Potamides scalaroides*.
- 3 Sables et grès sans fossiles.
- 4 Sables à galets et à *Nummulites variolarius*.
- 5 Grès à pavés passant latéralement à des sables.
- 6 Grès à débris de végétaux (*Araucaria*, etc.).
- 7 Calcaire grossier supérieur, faiblement raviné, à nombreux trous de lithophages.

On sait que les sables à galets n° 4 ont été pris comme type, sous le nom de zone ou d'horizon d'Auvers, d'une des subdivisions de l'échelle stratigraphique actuellement adoptée pour l'Auversien du Bassin de Paris. Or, on ne peut manquer d'être frappé de ce fait que *cette prétendue zone n'est définie que par son faciès*. Il est en effet impossible, par le seul examen de la coupe d'Auvers, de fixer l'âge de sa limite supérieure, pour ne parler que d'elle, en raison de l'absence de fossiles dans les sables n° 3 qui la surmontent.

Pour dater, avec le minimum possible d'erreur, la limite supérieure des sables à galets d'Auvers, ou, ce qui revient au

1. Note présentée à la séance du 3 mars 1924.

2. A. D'ORIGNY. Cours élément. de Paléontologie et de Géologie, p. 748. — G.-F. DOLLÉUS. Trois excursions aux environs de Paris, *B.S.G.F.*, [3], XXVIII, 1900, p. 128-140. — MUNIER-CHALMAS. Note sur la zone d'Auvers (note posthume), *B.S.G.F.*, [4], VI, 1906, p. 503-509.

même, pour dater les sables sans fossiles n° 3, la seule méthode qui s'offre à nous est celle qui consiste à comparer la coupe d'Auvers aux coupes de localités aussi rapprochées que possible. La localité de Méry, distante d'Auvers d'à peine 4 km., est particulièrement précieuse dans le cas présent. La succession¹ y est exactement la même qu'à Auvers : calcaire lacustre (1), niveau à *Potamides scalaroides* (2), sables et grès sans fossiles (3), sables à galets et à *Nummulites variolarius* (4), en sorte que nous pouvons admettre que les sables et grès sans fossiles n° 3 de Méry et les sables et grès sans fossiles n° 3 d'Auvers sont synchroniques, puisqu'ils occupent la même position stratigraphique entre les sables à galets et à *Nummulites variolarius* d'une part et le niveau à *Pot. scalaroides* d'autre part. Or à Méry, nous savons, grâce à la localité de Pierrelaye² qui sert de trait d'union entre Méry et Beauchamp, que ces sables n° 3 sont l'équivalent latéral des sables à *Cerithium maryense* MUX.-CH. de Beauchamp (= zone ou horizon de Beauchamp des auteurs), ce qui nous permet d'attribuer le même âge aux sables n° 3 d'Auvers et de conclure qu'à Auvers les sables à galets et à *Nummulites variolarius* (zone ou horizon d'Auvers) supportent directement les sables de la zone de Beauchamp.

Cette constatation est en opposition complète avec les idées théoriques suivant lesquelles entre la zone d'Auvers et celle de Beauchamp s'intercalent les zones du Guépelle et d'Ermenonville. L'opposition devient encore plus flagrante quand on étudie la région à l'W d'Auvers; là (Le Fayel, Montagny-en-Vexin), il n'y a plus trace des sables n° 3 et le niveau à *Pot. scalaroides* repose directement sur les sables à galets et à *Nummulites variolarius*³.

Le seul moyen de faire concorder ces faits avec la classification des Sables moyens, telle qu'elle est actuellement admise, serait de supposer ou que les zones supérieures à celle d'Auvers, bien développées au centre du Bassin, disparaissent successivement de l'E vers l'W par suite de lacunes dans la sédimentation, ou que ces zones ont été arasées postérieurement à leur dépôt, soit partiellement, soit en totalité. Mais, le fait même d'être obligé d'avoir recours à l'hypothèse pour expliquer la coupe d'Auvers, condamne le choix des sables à galets d'Auvers comme type d'une des subdivisions de l'Auversien et autorise à mettre en doute

1. G.-F. DOLLFUS et VASSEUR. Coupe géologique du chemin de fer de Méry-sur-Oise, *B.S.G.F.*, [3], V, 1878, p. 243 et suiv.

2. G.-F. DOLLFUS. Sur les sables moyens dits « de Beauchamp », *B.S.G.F.*, [3], VIII, 1879, p. 172-177.

3. MUNIER-CHALMAS. Sur les caractères généraux du Bartonien dans le Bassin de Paris, *B.S.G.F.*, [3], XXVIII, 1900, p. 11.

l'exactitude de l'échelle stratigraphique des Sables moyens, échelle qui paléontologiquement n'a d'ailleurs, comme on le sait, aucune valeur ¹.

A l'interprétation classique nous serions tentés de substituer la conception suivante dans laquelle les sables à galets et à *Nummulites variolarius* de Montagny-en-Vexin, du Fayel, d'Auvers, de Méry, etc., au lieu de correspondre à un niveau stratigraphique constant ne seraient qu'un simple faciès dont l'extension verticale (nous ne disons pas la puissance) diminuerait progressivement de l'W vers l'E, à mesure que, sous l'influence de modifications dans les conditions de sédimentation, se différencieraient latéralement les couches de dépôt tranquille qui ont servi de types aux zones que l'on a cru distinguer au centre du Bassin (zones du Guépelle, d'Ermenonville et de Beauchamp). Compréhensif à Montagny-en-Vexin et au Fayel, où il engloberait l'ensemble des Sables moyens jusqu'au niveau à *Pot. scalaroides*, à Auvers et à Méry, où il correspondrait à ces mêmes sables, moins la zone de Beauchamp, ce faciès ne représenterait plus au Guépelle que leur partie inférieure.

Si cette conception est exacte, on doit pouvoir saisir en quelque point du Bassin de Paris le passage latéral du faciès de charriage d'Auvers au faciès calme du Guépelle, et, de fait, ce passage est observable dans la région d'Ezanville, géographiquement intermédiaire entre celle d'Auvers et celle du Guépelle.

Aux environs d'Ezanville, on voit, sous des sables de même âge que ceux de Beauchamp à *Cerithium maryense* MUN.-CH., soit en contact direct avec eux (Le Mesnil-Aubry), soit séparés d'eux par des sables peu épais désignés par M. G.-F. Dollfus ² sous le nom de sables à *Trigonocœlia* (Ezanville), des sables à *Nummulites variolarius* abondants, à polypiers, à galets, à coquilles brisées ou roulées, qui présentent tous les caractères du faciès d'Auvers, mais d'un faciès d'Auvers atténué. Or ces sables à Nummulites, malgré leur faciès et contrairement à l'opinion admise, loin de représenter les premières assises auver-siennes, occupent un niveau déjà élevé dans la série, ainsi que cela ressort de l'étude comparative des coupes et des sondages de la région. Pour leur partie supérieure tout au moins, ils peuvent être considérés comme synchroniques des sables de dépôt tranquille, à faciès du Guépelle, qui à Marly-la-Ville³ sont immédia-

1. BOUSSAC. Éocène moyen et Éocène supérieur, *B.S.G.F.*, [4], VII, 1907, p. 355-357.

2. *Loc. cit.*, 1879, p. 179-182.

3. G. RAMOND, A. DOLLOT et P. COMBES, fils. Étude géologique sur le chemin de fer du Nord, *B.S.G.F.*, [4], VI, 1906, p. 569.

tement superposés à l'agrégat coquillier du Guépelle, et avec leurs caractères de charriage indéniables, mais peu intenses, établissent ainsi, entre le régime troublé d'Auvers et le régime calme de Marly-la-Ville et du Guépelle, la transition que nous recherchions pour vérifier notre hypothèse.

M. G.-F. Dollfus fait observer que s'il a bien compris M. Morellet, il lui semble que ses idées nouvelles, sur la classification des Sables moyens, sont un retour aux temps héroïques de la géologie parisienne, quand Constant Prévost, contre Brongniart, mettait tous les terrains tertiaires du Bassin de Paris au même niveau, comme étant des modifications de faciès d'une seule époque; la théorie des affluents expliquait tous les changements par des passages latéraux. L'argile plastique de Montereau était un aspect sud du calcaire grossier, les Sables moyens étaient des intercalations dans sa partie supérieure et même les marnes du Gypse y auraient été apportées par un fleuve de l'Est. Ces idées théoriques n'ont conduit qu'à des erreurs, et il n'est possible d'admettre de passages que devant une démonstration surabondante. Je ne connais bien, dans le Bassin de Paris, que le Calcaire de Champigny tenant la place du Gypse de Montmartre.

Il n'y a pas de doute que la mer des Sables moyens a raviné le Calcaire grossier inégalement, depuis Château-Thierry jusqu'à Gisors, et qu'une série multiple, fort intéressante, s'est déposée dans cette cuvette; le dernier terme de cette série est connu sous le nom de Sables et Grès de Mortefontaine qui sont intercalés entre le Calcaire de Ducy à la base, et le Calcaire de Saint-Ouen au sommet; chacune de ces assises a ses fossiles particuliers, on peut suivre ces horizons, sans changement, sur une centaine de kilomètres sans intercalations. D'autres couches sont moins continues, avec des lacunes, des variations d'épaisseur, des ravinements même, mais le mérite des stratigraphes de détail est justement dans la poursuite des horizons à travers ces difficultés. La sablière d'Auvers est à l'altitude de 75 m., les Sables sont visibles de 65 à 80 m. d'altitude, mais je doute extrêmement que la véritable zone à *Potamides scalaroides* y soit visible, elle est bien plus haut; cette zone, qui est à la base du Calcaire de Ducy, doit se trouver vers 100 m. d'altitude, le Calcaire de Saint-Ouen est sous Hérouville avec les sables de Marines, et il y a amplement la place entre les Sables d'Auvers et le Calcaire de Saint-Ouen pour y loger les Sables de Beauchamp, masqués en cet endroit par les limons.

Au Ruel, les Sables à Nummulites sont à la cote 130, le Calcaire grossier est visible en contrebas vers 100 m., il y a place aussi pour les Sables d'Auvers, ceux de Beauchamp et Calcaire de Saint-Ouen, en respectant les épaisseurs, comme cherche à le faire M. Morellet, et comme je l'ai toujours préconisé. J'estime la faune du Ruel à 200 espèces, cent-cinquante peut-être sont communes avec le Calcaire grossier, mais cinquante autres, bien nouvelles, sont importantes, plus voisines de la faune de Barton ou de Wemmel que de toutes

autres. La présence de *Nummulites variolaris* ne peut suffire contre tant d'autres preuves paléontologiques, j'ai pensé qu'elle y était remaniée, M. H. Douvillé a promis d'examiner si ce n'était pas une espèce nouvelle.

Passons à l'horizon de Guespel, il paraît le moins continu au point de vue géographique, mais c'est le plus pur au point de vue paléontologique, il n'y a pas d'espèces remaniées du Calcaire grossier comme à Auvers, et la faune de Mortefontaine est visible au-dessus toute différente, ni l'épaisseur de dépôt, ni son étendue n'entrent en jeu, on y peut recueillir environ 250 espèces très nettes. Il est à la cote 125, le Calcaire grossier est à la cote 115, il y a donc parfaitement la place pour les Sables d'Auvers, qui ravinent le Calcaire grossier dans le voisinage.

C'est cette subdivision minutieuse qui constitue le réel progrès et permet les assimilations avec les couches des autres bassins; au contraire, le groupement de toutes les zones les plus disparates, sous le prétexte que théoriquement elles peuvent être contemporaines, est une méthode perfide, qui ne peut conduire qu'à un classement toujours discutable, il ne peut être question de faciès latéral, à mes yeux, quand, en un point quelconque, on a reconnu la superposition stratigraphique des deux assises qu'on veut identifier.

M. L. Joleaud se félicite de voir M. L. et J. MORELLET apporter des faits très démonstratifs en faveur d'une réduction du nombre excessif des zones admises par certains géologues parisiens dans des étages de minime importance comme l'Auversien ¹. La faune d'Auvers, dont l'extension géographique a donné à M. Dollfus l'illusion d'une continuité stratigraphique, semble se comporter comme le font habituellement les faunes de base des séries transgressives : de nombreux exemples familiers à tous ceux qui s'occupent de géologie générale, montrent qu'un même milieu biologique s'est propagé à des époques un peu différentes dans diverses localités et que ses déplacements dans l'espace se lient aux modifications successives des rivages. Résumant l'intéressante discussion qui vient d'avoir lieu, M. L. Joleaud pense être d'accord avec la grande majorité de ses confrères pour voir dans les subdivisions des étages du Tertiaire parisien, non pas des zones paléontologiques comme celles caractérisées par des Ammonites spéciales aux temps secondaires, mais de simples horizons dont les associations fauniques ne comportent pas de types particuliers et seulement des espèces ayant apparu plus tôt ou disparu plus tard les unes par rapport aux autres.

M. R. Abrard est en parfait accord avec MM. MORELLET sur le fait que les sables à stratification entrecroisées d'Auvers sont un simple

1. M. L. Joleaud profite de cette circonstance pour signaler la découverte d'un nouveau gisement à faune du type de Mortefontaine, à la Tournelle, dans une tranchée d'un embranchement du chemin de fer du Nord dont la construction avait été entreprise pendant la guerre, et a été abandonnée depuis. Cette découverte est due au frère de notre regretté collègue A. Bioche; lorsqu'il y a deux ans ce point fossilifère a été signalé à M. L. Joleaud, un des excursions de la Sorbonne y a été conduite par lui.

faciès et non pas un horizon. On peut remarquer que les espèces citées comme caractéristiques de prétendus niveaux plus élevés, *Cerithium mutabile*, *tuberculosum*, *scalaroides*, *Bouei*, se retrouvent toutes à Auvers dans le faciès de charriage. D'ailleurs, à Meriel on peut saisir ce passage latéral du faciès d'Auvers à des couches plus tranquilles, la stratification d'abord entrecroisée passe à un régime plus calme mais renfermant encore *Nummulites variolaris*, puis on se trouve finalement devant des couches régulières.

Un simple raisonnement ne conduit-il pas à considérer comme invraisemblable que des couchettes aussi peu caractérisées paléontologiquement que celles des sables moyens parisiens, puissent former des niveaux continus s'étendant d'une extrémité à l'autre du bassin, et lorsqu'on voit une faune d'estuaire, faut-il admettre qu'à ce moment tout le bassin parisien n'était réellement qu'un vaste estuaire. Il suffit de regarder ce qui se passe actuellement sur nos côtes pour voir que par exemple une plage juchée de *Fragilia fragilis* sera suivie au même niveau d'une autre où *Littorina littoralis* et *Purpura lapillus* formeront le fond de la faune. En adoptant la méthode de M. G.-F. Dollfus, si on ne connaissait ces dépôts que par des trous distants de quelques centaines de mètres, on n'hésiterait pas à en faire deux niveaux différents.

MM. Morellet n'ont nullement l'intention de revenir aux idées de Constant Prévost, mais malgré les objections de M. G.-F. Dollfus dont certaines sont d'ailleurs réfutées dans leur note, ils persistent à penser que les subdivisions établies dans les Sables moyens ne correspondent qu'à des faciès différents, soit superposés, soit juxtaposés, et que seule la recherche des passages latéraux permettra d'arriver à une vue d'ensemble sur le Bassin de Paris au cours de cette période géologique.

En ce qui concerne le niveau à *Potamides scalaroides* DESH., son existence dans toute la région Auvers-Valmondois-Hérouville n'est pas douteuse, bien qu'il soit difficilement observable en raison de l'épais limon qui recouvre les plateaux. A Auvers, il affleure entre 85 et 90 m., à Valmondois, entre 95 et 100 m., à la ferme des Fontnelles (là, il y a une exploitation), entre 100 et 105 m. Ces différences d'altitude s'expliquent par la double ascension des couches du SE au NW et du SW au NE, en concordance avec l'axe du Bray. A propos de ces questions de cotes, MM. Morellet signalent qu'aux environs de Valmondois (rive droite du Sausseron), un décalage vers le bas, d'au moins 10 m. en altitude, est nécessaire dans les contours de la Carte géologique au 1/80 000. C'est ainsi que la Ferme de Valmondois, indiquée comme reposant sur le Lutétien, est en réalité bâtie sur les Sables moyens et qu'à ses pieds existe un beau gisement fossilifère à faciès d'Auvers.

Pour ce qui est des sables du Ruel, MM. Morellet sont pleinement d'accord avec M. G.-F. Dollfus sur leur position culminante, au-dessus du calcaire de Saint-Ouen et rappellent la note récente qu'ils ont publiée ici même sur ce sujet.

RÉVISION DU SOUS-GENRE *NEITHEA* DROUET

PAR M^{lle} S. Gillet¹.

Le nom de *Neithea* a été appliqué à la fois aux Pectinidés liasiques à valve supérieure plane, à charnière formée de petites crénelures très fines sur la ligne médiane du bord cardinal, et aux Pectinidés crétacés à valve supérieure également plane, mais à charnière portant, comme chez *Plesiopecten* MUN.-CHALM., deux petites dents distinctes (f. 1). Cette similitude conduit H. DOUVILLÉ² à faire dériver ces coquilles crétacées des *Plesiopecten*. A mon avis, c'est un simple phénomène de convergence, et des groupes très spécialisés ne peuvent donner naissance à d'autres groupes.

Quant à JAWORSKI³, il fait descendre les *Neithea* crétacées des liasiques, qui ont les côtes égales, par l'intermédiaires des espèces crétacées à côtes égales; mais, les premières espèces de *Neithea* crétacées ont, au contraire, les côtes inégales ou le test lisse.

Je ne partage pas non plus l'opinion récente de BÆHM⁴ qui place les groupe crétacés, à charnière dysodonte, parmi les Spondylidés. Ces derniers ont une charnière totalement différente.

A vrai dire, il est très difficile, dans l'état actuel des connaissances, de préciser l'origine des *Pecten* à valve supérieure plane. Toutes ces formes résultent d'un phénomène de convergence dû à la vie pleurothétique libre. Ce sont des groupes « itératifs », comme les appelle PHILIPPI⁵, issus probablement d'*Æquipecten* et de *Chlamys* fixés à valves presque égales. J'emploierai, pour faire cesser les confusions, le nom de *Weyla*, proposé par BÆHM (*loc. cit.*), pour les groupes liasiques; le nom de *Neithea* désignant alors les groupes crétacés à deux petites dents crénelées. C'est, en effet, aux espèces cénomaniennes que DROUET⁶ a appliqué le nom. Il tombe en synonymie avec *Vola* et *Janira*, comme l'a montré PERVINQUIÈRE⁷.

Les formes tertiaires à valve supérieure plane conserveront le

1. Note présentée à la séance du 21 janvier 1924.

2. *B. S. G. F.*, (3), t. XXV, 1897, p. 202.

3. *Palæont. Zeitschr.*, v. I, t. 2, 1914, p. 273.

4. *Jahrb. d. preuss. geol. L. A.*, Bd. 40, t. 2, p. 129, 1919.

5. *Zeitschr. d. d. geol. Ges.*, v. LII, 1900, p. 64.

6. *Mém. Soc. Lin. de Paris*, v. III, p. 186, 1824.

7. *Etudes de Pal. tunis.*, vol. 2, p. 131.

nom de *Pecten s. str.*, puisqu'il a été appliqué en premier lieu à *Pecten maximus* LINNÉ.

Le sous-genre crétacé, que je vais seul considérer ici, comprend plusieurs phylums, dont un très important, celui de *Neithea atava* D'ORB., qui a donné naissance à un grand nombre de rameaux dérivés. L'étude de ces divers rameaux et d'autres indépendants, également apparus au Néocomien, m'a conduite à une classification du sous-genre *Neithea* dans laquelle je n'énumérerai que les espèces les plus importantes.

Le seul criterium qui m'ait paru stable est la forme des oreilles; la disposition et le nombre des côtes pouvant être semblables dans deux groupes différents. Un premier groupe comprendra les espèces à oreilles égales, un deuxième, celles à oreilles inégales.

La séparation que j'ai adoptée n'a, bien entendu, aucun caractère phylétique; deux rameaux d'espèces à oreilles égales sont aussi distants l'un de l'autre qu'un rameau à oreilles égales d'un rameau à oreilles inégales.

CLASSIFICATION. — A. Oreilles égales ou presque égales.

Ce sont les espèces qui paraissent dériver des *Equipecten*. *Neithea valanginiensis* P. et C., la plus ancienne d'entre elles, a encore les valves subégales.

a) Groupe de *N. atava* (ROEM.) D'ORB. Oreilles petites, sur le même plân que la valve supérieure; 5 ou 6 côtes principales à la valve supérieure et à l'inférieure; 3 à 5 petites côtes intercalées entre deux côtes principales. L'ornementation est beaucoup moins nette sur la valve supérieure où les côtes tendent à se confondre, aussi l'inférieure seule nous servira-t-elle dans la classification de ce groupe (fig. 1 et 2).



FIG. 1. — Schéma de la charnière de *Neithea atava* (ROEM.) D'ORB.

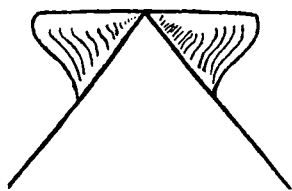


FIG. 2. — Schéma des oreilles de *Neithea atava* (ROEM.) D'ORB.

1. Rameau de *N. atava* (ROEM.) D'ORB. 5 côtes principales, 3 à 5 côtes intercalaires. Néocomien à Sénonien.

Je ne ferai qu'énumérer les principales espèces, l'évolution de ce rameau étant étudiée en détails dans ma thèse.

N. valanginiensis P. et C., déjà citée; Valanginien du Jura, Hauterivien d'Auxerre.

N. atava (ROEM.) D'ORB. Valanginien à Aptien. Espèce étudiée en détails dans une note antérieure ¹ (fig. 3) ; 5 côtes intercalaires.

N. Morrisi P. et R. Urgonien et Aptien. Citée dans une note précédente ² ; 4 côtes intercalaires, aréa lisse.

N. quinquecosta Sow. Aptien à Sénonien ; même ornementation que la précédente, mais aréa striée, comme dans *N. atava* (fig. 4).

N. regularis SCHLOTH. = *N. quadricosta* D'ORB. Cénomaniens à Sénonien ; 3 côtes intercalaires.

J'ai constaté que, chez le jeune de cette dernière espèce, on trouve le même nombre de côtes intercalaires que chez *N. quinquecosta* Sow. ; de même que, chez le jeune de *N. quinquecosta*, on trouve le même nombre de côtes intercalaires que chez *N. atava* (ROEM.) D'ORB.

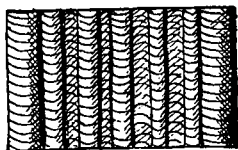


FIG. 3. — Schéma de l'ornementation de *Neithea atava* (ROEM.) D'ORB. Valve inférieure.

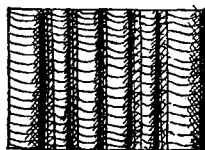


FIG. 4. — Schéma de l'ornementation de *Neithea quinquecosta* Sow. Valve inférieure.

N. albensis D'ORB. est une espèce naine à 5 côtes intercalaires que j'ai recueillie dans l'Albien de Saint-Florentin d'où provient le type non figuré.

N. Heberti DEP. de l'Aptien zoogène des Pyrénées ³.

N. Neumanni DACQ. de l'Aptien du Somaliland ⁴.

N. lindiensis KRENK. du Néocomien inférieur du territoire de Tanganyika ⁵, sont des formes à coquille largement étalée et à côtes intercalaires irrégulières, dérivant de *N. atava*.

N. Stefanoi CHOF. de l'Albien du Portugal.

N. inconstans SHARPE du Turonien supérieur de la même région ⁶ dérivent aussi de la souche *atava*.

2. Rameau de *N. Schawi* PERV.

Il est formé d'espèces voisines de celles du rameau de *N. atava*, mais à 6 côtes principales à la valve inférieure. Il s'étend probablement de l'Albien au Cénomaniens, localisé dans les régions méditerranéennes.

N. Schawi PERV. signalé du Cénomaniens au Sénonien en Tunisie.

1. B. S. Sc. Yonne, t. 75, 1921, p. 92.

2. B. S. G. F., 4^e sér., t. XXI, 1921, p. 22.

3. DEPÉRET. Ann. des Sc. géol., t. 17, 1887.

4. DACQUE. Beitr. z. Geol. des Somalilandes. I. Untere Kreide. Beitr. z. Geol. u. Pal. Ost.-Ung., etc. Bd. XVII, 1904.

5. KRENKEL. Ibid., Bd. XXII, 1910, p. 201.

6. In CHOFFAT. Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connus. Anisomyaires.

3 côtes entre les principales. Un exemplaire étiqueté « Néocomien de Mrilah », dans la collection Pervinquière, doit provenir d'une erreur, car Pervinquière ne l'a jamais signalé (fig. 5) ¹.

N. alpina D'ORB., du Turonien et du Sénonien du Sud-Est de la France n'a que deux côtes intercalaires (fig. 6).

N. Ficalhoi CHOFF. de l'Albien de la province d'Angola est très voisine de la précédente ².

3. Rameau de *N. æquicosta* D'ORB.

5 côtes principales, comme dans le rameau de *N. atava* ; mais les côtes intercalaires sont devenues presque aussi importantes qu'elles, de sorte que la coquille est ornée d'un grand nombre de côtes presque égales. Ces formes sont bien dérivées de *N. atava* et de *N. quinquecosta*, car on trouve des coquilles faisant passage à ces dernières

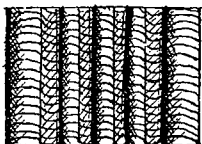


FIG. 5. — Schéma de l'ornementation de *N. Shawi* PERV. Valve inférieure.

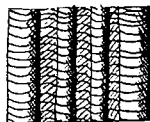


FIG. 6. — Schéma de l'ornementation de *N. alpina* D'ORB. du Turonien. Valve inférieure.

espèces. Ceci n'existerait pas si le rameau de *N. æquicosta* dérivait des espèces à côtes égales du Lias, comme le suppose JAWORSKI (*loc. cit.*).

N. æquicosta var. *virgatus-auritus* HOFF. et VAD. Hauterivien de Hongrie ³.

N. Kaufmanni MAY.-EYM. Valanginien du lac de Thoune ⁴.

N. æquicosta D'ORB. Cénomaniens à Sénoniens. Très abondante dans le bassin anglo-parisien.

N. Welwitshi CHOFFAT ² de l'Albien de la province d'Angola est voisine de la précédente, mais les côtes de premier ordre sont encore très distinctes.

4. Rameaux dérivés de celui de *N. atava*, à 5 côtes principales formées de plusieurs costules soudées, fines et striées, quelquefois entourées de côtes secondaires assez nombreuses.

Principales espèces du Cénomaniens au Sénoniens :

N. sexcosta WOODS. Cénomaniens à Sénoniens.

1. *Études de Pal. tunis.*, vol. II, p. 136.

2. In CHOFFAT et DE LORNIOL. *Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève*, vol. XXX, n° 2.

3. HOFFMANN et VADESK. *Mitteil. aus den Jahrb. der Kgl. ungarischen geol. Reichsanst.*, Bd. XX, Heft 5, 1913.

4. MAYER-EYMAR. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz* ; vol. XXIV, 2, 1887.

N. Dresleri DRECKER, Cénomaniens¹.

N. Dutemplei WOODS, *N. Truellei* D'ORB., *N. sexangularis* D'ORB., *N. striatocostata* D'ORB. Sénonien (faciès crayeux).

b) Rameau aberrant comprenant une seule espèce turonienne :

N. phaseolina D'ORB. à test presque lisse (fines côtes rayonnantes visibles seulement à la loupe), à forme et à oreilles semblables à *Neithea atava*.

c) Rameau comprenant une seule espèce sénonienne :

N. decemcosta D'ORB. Forme et oreilles de *N. atava*; mais 10 côtes principales et deux côtes très petites entre les principales (fig. 7).

d) Groupe comprenant de grandes espèces à 5 à 6 grosses côtes principales, à coquille largement étalée; oreilles très développées, un peu inégales; valve supérieure légèrement convexe, valve inférieure peu. Faciès subrécifaux (fig. 8).

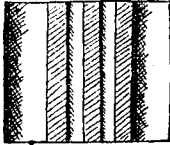


FIG. 7. — Schéma de l'ornementation de *N. decemcosta* D'ORB. Valve inférieure.



FIG. 8. — Schéma des oreilles de *Neithea Fleurausiana* D'ORB.

N. Fleurausiana D'ORB. Cénomaniens moyen de l'île Madame.

N. Rœmeri CRAG. Albien du Texas².

N. Lapparenti CHOF. Albien du Portugal³.

e) Rameau de *N. Deshayesiana* D'ORB. Oreilles un peu inégales, test presque lisse (il doit dériver des *Æquipecten* lisses); oreille antérieure profondément échancrée, la postérieure un peu échancrée.

Ce rameau sera étudié en détails dans ma thèse; je ne ferai donc que citer les principales espèces, cantonnées dans le Néocomien.

N. Deshayesiana D'ORB. Urgonien du Jura et du Sud-Est de la France. La valve supérieure porte 2 côtes rayonnantes environ, l'inférieure, quelques côtes du côté antérieur (fig. 9).

N. euryotis P. et C. Oreilles et test de la valve inférieure couverts de fines côtes rayonnantes. Urgonien du Jura⁴.

N. planivalvis COSSM. Urgonien d'Orgon (Bouches-du-Rhône) et peut-être du Mont-Salève. Test presque lisse, oreilles lisses⁵.

1. *Zeitschr. d. d. geol. Ges.*, Bd. XV, 1863.

2. *Bull. Un. St. geol. Surv.*, n° 205, 1903.

3. Recueil d'études paléontologiques, etc. Espèces nouvelles ou peu connues, vol. I, 4^e sér., p. 153.

4. PICTET et CAMPECHE. *Mat. pour la Pal. suisse*, sér. 45. Descr. des fossiles du terrain créacé de Sainte-Croix: sér. V, p. IV, pl. 181, f. 4 à 7.

5. COSSMANN. *B. S. G. F.*, 4^e sér., t. XVI, p. 336, 1918.

f) Rameau de *N. dilatata* D'ORB. comprenant une seule espèce du Turonien. Valve inférieure peu convexe, oreilles un peu inégales, une lisse et une striée; 6 côtes principales à la valve inférieure, 4 côtes intercalaires entre chacune des grandes (fig. 10).

B. Oreilles très inégales.

a) Rameau de *N. quadricosta* Sow. (non D'ORB.), seule espèce. 5 côtes principales et 3 côtes intercalaires entre chacune des grandes, de sorte qu'en l'absence d'oreilles on la confond avec *N. regularis*

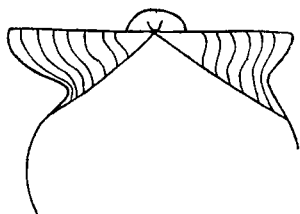


FIG. 9. — Schéma des oreilles de *Neithea Deshayesiana* D'ORB. Valve supérieure

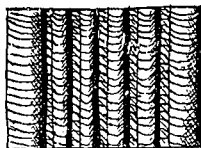


FIG. 10. — *Neithea dilatata* D'ORB. a) Schéma des côtes de la valve inférieure; b) Schéma des oreilles.

SCHLOTH. L'oreille postérieure est longue et aiguë, l'antérieure courte, arrondie, échancrée à la base. Localisée dans le Crétacé moyen où elle est abondante dans le bassin anglo-parisien (fig. 11).

b) Rameau de *N. acuticostata* FUTTER. ¹, seule espèce. Coquille largement étalée, à grandes côtes nombreuses et irrégulières; oreilles fortement dissymétriques, la postérieure de grande taille, l'antérieure très courte. Dans un faciès subrécifal du Cénomanién supérieur des Alpes vénitiennes (fig. 12).

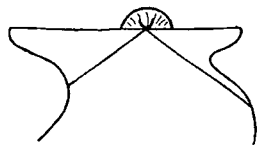


FIG. 11. — Schéma des oreilles de *Neithea quadricosta* Sow. Valve supérieure.



FIG. 12. — Schéma des oreilles de *Neithea acuticosta* FUTTER. Valve inférieure.



FIG. 13. — Schéma des oreilles de *Neithea longicauda* D'ORB.

c) Groupe composé d'espèces à 4 larges côtes très saillantes, de taille inégale, souvent formées d'une série de costules; oreilles très étroites et dissemblables, l'antérieure allongée et aiguë, la postérieure, courte (fig. 13).

C'est ce groupe que JAWORSKY (*loc. cit.*) doit avoir en vue lorsqu'il fait dériver les *Neithea* à oreilles très inégales des Ptérinées primaires, à travers une étendue de temps considérable. Leur ancêtre probable paraît plutôt un *Chlamys*.

1. FUTTERER. *Abhandl. Dames u. Kayser*, vol. VI, 1896, p. 10.

Les principales espèces de ce groupe sont localisées dans le Crétacé moyen et supérieur. Ce sont :

Neithea longicauda, *N. cometa* D'ORB. du Cénomaniens et du Turonien.
N. digitalis et *N. notabilis* MÜNST. du Turonien.

MODE DE VIE. — Les *Pecten* du sous-genre *Neithea* devaient vivre, comme *Pecten maximus* LINNÉ, dans la vase des herbiers ou des récifs (formes subrécifales), et à faible profondeur. Ils pullulent dans les faciès crayeux et sont encore abondants dans les marnes. Ils devaient se tenir, comme *Pecten maximus*, couchés sur la valve convexe, et se déplacer à l'aide des mouvements de leurs valves, plus ou moins loin, suivant les groupes.

D'après les auteurs ¹, *Pecten maximus* et *Æquipecten opercularis* nagent à l'aide de la propulsion de deux jets d'eau qui s'échappent de la coquille à la partie inférieure des oreilles. Cet endroit est le seul où le manteau ne porte pas de repli musculaire et par où l'eau puisse s'échapper.

A cette sorte de conduit exhalant produit par l'écartement du manteau, correspond un bâillement des valves, très net chez les espèces précitées et chez *Pecten Jacobæus*. On le retrouve chez *Amussium*, animal également libre, qui, d'après la forme de sa coquille, doit nager facilement.

Il semble donc plausible d'admettre que le bâillement supérieur des valves des Pectinidés dépend de l'énergie ou de la fréquence du jet propulseur, et qu'il n'existe que chez les formes libres, *bonnes nageuses*. En effet, chez *Chlamys* et chez *Pseudamussium*, animaux byssifères, la plupart du temps fixés, et qui ne nagent que très rarement, les deux valves s'adaptent parfaitement ; de même, chez tous les jeunes des formes libres, ce qui est une conséquence de leur origine fixée.

On constate encore une jointure parfaite des valves chez les *Pecten* à valve inférieure très convexe, comme *Pecten subbenedictus*, *P. sinensis*, dont la forme est peu apte à la natation.

Le même caractère se retrouve, autant que la pauvreté des matériaux intacts m'a permis de l'observer, chez la plupart des groupes de *Neithea* que nous venons d'étudier :

Le groupe A comprend, en effet, des espèces très convexes, comparables au *P. sinensis* actuel, et qui devaient nager difficilement et peu fréquemment, ou des coquilles très épaisses qui devaient quitter le sol avec peine.

Le groupe B réunit des espèces à oreilles très inégales qui

¹ ANTHONY. *Bull. Mus. Océan. Monaco*, n° 85 ; 18 nov. 1906. — F. VLÈS. *C.R. Ac. Sc.*, 22 oct. 1906 et *Mém. Soc. Zool. Fr.*, t. 19, 1906, p. 243. BUDDENBROCK, *Sitzungber. d. Heildelb. Akad. der Wissensch.*, 1911. Abhandl. 28.

devaient, si elles nageaient, basculer d'un côté; la plupart ont une valve inférieure très convexe, ce qui augmente encore la difficulté à se déplacer.

L'étude comparée de la fermeture des valves chez les *Pecten* néogènes sortirait du cadre de cette étude

CLASSIFICATION DU SOUS-GENRE *NEITHEA* DROUET.

A. Oreilles égales ou peu inégales.

a) Groupe de *N. atava* et formes dérivées.

NÉOCOMIEN à SÉNONIEN ¹.

b) Rameau de *N. phaseolina* D'ORB.
TURONIEN.

c) *N. decemcosta* D'ORB.
SÉNONIEN.

d) Groupe de *N. Fleurausiana* D'ORB., *N. Rœmeri* CRAG., *N. Lapparenti* CHOF.
CRÉTACÉ MOYEN.

e) Rameau de *N. Deshayesiana* D'ORB.

NÉOCOMIEN.

f) Rameau de *N. dilatata* D'ORB.
TURONIEN.

B. Oreilles très inégales.

a) Rameau de *N. quadricosta* SOW.

b) Rameau de *N. acuticosta* FUTT.
CRÉTACÉ MOYEN

c) Groupe de *N. longicauda* D'ORB., *N. cometa* D'ORB., *N. digitalis* MÜNST., *N. notabilis* MÜNST.
CÉNOMANIEN et TURONIEN.

1. Voir le tableau détaillé du groupe de *N. atava* dans ma thèse : Études sur les Lamellibranches néocomiens; *Mém. Soc. géol. de Fr.*, 1923-1924.

NOUVEAU GISEMENT DE TRIAS MARIN A MADAGASCAR

PAR J. Cottreau ¹.

Au début de l'année 1910, M. H. Douvillé signalait la découverte du Trias marin dans le Nord de Madagascar « à la limite du massif cristallin et des terrains sédimentaires ² ». Au Sud Est des Monts Andavakœra, entre Ambararata (vallée de Loky) et Andongazo sur la rive gauche de la Mahavava, le long d'une large bande grés-schisteuse (grès des Monts Boravina, argiles d'Ambararata ³) surmontée par des grès liasiques, avaient été recueillis de nombreux nodules à Poissons et à Ammonites. M. H. Douvillé put reconnaître parmi les empreintes de Céphalopodes un certain nombre de formes lisses ou ornées de côtes spirales appartenant aux genres *Cordillerites*, *Koninckites* (?), *Meekoceras* (?) *Ophiceras*, *Lecanites*, *Flemingites*, *Cladiscites* (?), *Joannites* (?)... Quelques mois plus tard, MM. Merle et Fournier ayant pu examiner un grand nombre de nodules silcieux avec Ammonites provenant principalement de Berezika (région d'Andavakœra) y signalaient des *Ophiceras*, des *Tirolites* et de nombreux *Otoceras* ⁴.

Le laboratoire de Paléontologie du Muséum national d'Histoire Naturelle a reçu dernièrement de M. L. Dumas, chef du Service des Mines à Tananarive quelques exemplaires d'Ammonites triasiques recueillies par M. Toussaint à Ambarabanja au N. de Vohémar « sur le chemin d'Ampisikirana à Antserasesa (suivi par la ligne télégraphique) dans une tranchée aménagée pour le passage d'un chaînon d'une cinquantaine de mètres d'élévation, orienté Ouest-Est, dominant au S. la rivière Loky. Ce chaînon se détache vers l'Est du Mont Tsaramborona ⁵ » — Mon maître, M. Boule, a bien voulu me confier l'étude de ces fossiles dont la description détaillée paraîtra ultérieurement dans les *Annales de Paléontologie*. En outre, M. L. Joleaud m'a bienveil-

1. Note présentée à la séance du 18 février 1924.

2. DOUVILLÉ (H.). Sur la découverte du Trias marin à Madagascar. *Bull. Soc. Géol. de France* (4), t. X, p. 125 — 1910.

3. LEMOINE P. — Études géologiques dans le Nord de Madagascar, p. 109 — 1906.

4. MERLE (A.) et FOURNIER (H.). Sur le Trias marin du Nord de Madagascar *Bull. Soc. Géol. de France* (4), t. X, p. 660 — 1910.

5. Renseignements manuscrits de M. Toussaint.

lamment communiqué d'autres échantillons également recueillis par M. Toussaint à Ambarabanja.

Dans ce gisement les Ammonites ne se rencontrent pas à l'intérieur de nodules ou septaria. D'après M. Toussaint « la couche à Céphalopodes n'a guère plus d'un mètre d'épaisseur... elle est extrêmement riche, c'est une véritable accumulation de coquilles ».

Parmi les échantillons que j'ai pu étudier je signale particulièrement une espèce du genre *Flemingites* s'assimilant au *Flemingites compressus* WAAGEN du Trias de l'Inde. Les autres sont des Meekocératidés appartenant soit au genre *Meekoceras* soit au sous-genre *Aspidites* également représentés dans le Trias inférieur de l'Inde. Certains Pélécy-podes accompagnent les Céphalopodes, car un *Mytilus* m'a été communiqué.

Le gisement d'Ambarabanja jalonne dans le Nord du district de Vohémar, le prolongement de la bande gréso-schisteuse d'âge triasique signalée dès 1910 dans la région Andavakœra-Andrafiarena¹. Les fossiles d'Ambarabanja confirment l'analogie entre la faune triasique marine de Madagascar et celle de l'Inde (couches de la Salt Range, Trias inférieur de l'Himalaya).

1. Ambarabanja est à 65 km. environ des monts Andavakœra et à environ 55 km. au N. E. de Vohémar.

QUELQUES EMPREINTES VÉGÉTALES DU CARBONIFÈRE DE LA SARTHE ET DE LA MAYENNE

PAR **Alfred Carpentier** ¹.

PLANCHES IV ET V

Les plantes fossiles dont il est question proviennent des environs de Sablé, de Poillé, de Juigné et de Viré-en-Champagne (Sarthe) et de la Baconnière (Mayenne).

L'âge des couches de la Baconnière paraît bien connu. Dès 1882 Oehlert écrivait à ce sujet : « La Baconnière viendrait se ranger vers la partie supérieure du terrain houiller inférieur, près de sa jonction avec le terrain houiller moyen. Pour M. Grand'Eury c'est l'horizon de la grauwacke supérieure. Les plantes reconnues jusqu'ici dans les couches de la Baconnière, d'après les déterminations de MM. Renault et Zeiller, sont les suivantes : *Archaeocalamites scrobiculatus* SCHLOTH. *sp.*, *Sphenopteris elegans* BRONG., *Sph. tridactylites* BRONG., *Calymmatotheca Stangeri* STUR., *Cardiopteris polymorpha* GÖEPP. *sp.* » ².

Si nous comparons cette flore avec celle du Bassin de la Basse-Loire ³ nous lui trouvons des espèces communes avec la flore du *Culm supérieur* de Mouzeil : le *Diplotmema adiantoides* SCHL. *sp.* (= *Sph. elegans* BRGT.), le *Calymmatotheca Dubuissoni* BRONGT. (espèce très voisine du *C. Stangeri*) comptent parmi les plantes les plus fréquentes du Mouzeil. Quant au genre *Cardiopteris* on ne l'a pas encore signalé dans le *Culm* de la Basse-Loire ⁴.

D'après Oehlert l'âge de la flore des anthracites de Poillé est à préciser. « Une liste de plantes trouvées au puits de la Promenade, près Poillé, fut donnée en 1850 par Brongniart, mais cette liste demanderait à être vérifiée, car sur neuf espèces citées, six déterminations sont douteuses, d'après l'auteur lui-même, et trois espèces sont nouvelles. »

1. Note présentée à la séance du 17 mars 1924.

2. D. OEHLERT. *Notes géologiques sur le département de la Mayenne*, p. 93 ; chez Germain et Grassin, Angers, 1882.

3. Cf. E. BURBAU. Bassin de la Basse-Loire, II, Description des flores fossiles, 417 p., 80 pl. (*Études des gîtes minéraux de la France*, 1913-1914).

4. E. BURBAU, *op. cit.*, p. 353.

5. D. OEHLERT, *loc. cit.*, p. 102.

« L'âge exact du dépôt carbonifère de Viré est inconnu ¹ ».

Dans ces conditions il nous a paru intéressant d'attirer l'attention sur quelques plantes fossiles qui peuvent servir à préciser l'âge de ces dépôts carbonifères ; ce sont des *Lépidodendrées* et des plantes filicoïdes (*Ptéridospermées*).

I. LÉPIDODENDRÉES

On sait que les Lépidodendrées (g. *Lepidodendron*, g. *Lepidophloios*) sont par places fréquents dans le Bassin de la Basse-Loire : à Mouzeil (Loire-Inférieure), entre Rochefort et Chalennes, à Ardenay, au puits du Désert (Maine-et-Loire). Dans la Sarthe, aux environs de Sablé, Brongniart a signalé, dès 1850, plusieurs *Lépidodendrées* recueillies par lui ou par de Verneuil et de Lorieère ². Il les a décrites sommairement, mais sans les figurer. Soulignons en passant quelques observations de Brongniart : « La forme des cicatrices du *Lepidodendron Lorieeri* BRONGT. peut faire hésiter à le placer parmi les *Lepidodendron* ou les *Sigillaria*... Aucun des échantillons ne présente de traces d'*Asterophyllites*, d'*Annularia*, de *Sphenophyllum*. »

Vers 1885 l'abbé Boulay a recueilli une belle série d'empreintes du *Lepidodendron lycopodioides* STERNB., dans un gisement de la Sarthe ; la provenance exacte n'est pas indiquée ; les schistes sont de même nature que ceux du château de Viré, où nous avons recueilli ce même *Lepidodendron* en 1919.

1. *Lepidodendron Volkmannianum* ST. (pl. IV, fig. 1).

Ce fragment d'écorce fait partie d'un lot de fossile-recueilli à Poillé vers 1850 et conservé à la Faculté libre des Science d'Angers ; le regretté Georges Ferronnière nous en avait confié l'étude.

La présence du *L. Volkmannianum* à Poillé est importante. On ne connaît pas ce *Lepidodendron* dans le Westphalien du Nord de la France, même à Annœulin dans les couches les plus inférieures. Dans le Bassin de la Basse-Loire il paraît très localisé, puisque Édouard Bureau ne le signale que dans les schistes de la Tardivière, commune de Mouzeil (Loire-Inférieure), immédiatement au contact des *Veines du Sud* de la concession des Touches ³. Ces schistes, d'après E. Bureau, appartiennent au *Culm supérieur* ; Stur a reconnu la présence du *Lepidodendron Volkmannianum* dans les schistes d'Ostrau et de Waldenburg, en Silésie ⁴ ; ce même fossile est très rare en

1. D. OEHLERT, *loc. cit.*, p. 99. Les localités citées Poillé, Viré, se trouvent sur la feuille de La Flèche.

2. AD. BRONGNIART. Sur les plantes fossiles recueillies dans les mines de Poillé, près Sablé (Sarthe) (*B.S.G.F.*, t. VII, 2^e sér., pp. 767-768, 1850).

3. E. BUREAU. Flores fossiles, p. 129.

4. STUR. *Culm Flora*, II, p. 393, 1877.

Grande-Bretagne : M. Kidston a figuré un spécimen provenant de la *Calceiferous Sandstone series (Oil Shale group)* d'Écosse ¹.

2. *Lepidodendron lycopodioides* STERNBERG.

M. Kidston a fait observer que c'est à ce *Lepidodendron* que doit se rapporter le *L. selaginoides* BRONGT ². Cette dernière forme, correspondant à des rameaux jeunes, a été remarquée par Bureau dans le *Culm supérieur* de la Basse-Loire; nous lui attribuons plusieurs empreintes de Poillé, à feuilles petites, nombreuses, denses, dressées.

Sous le nom de *L. erectum*, Brongniart ³ a décrit des rameaux de *Lepidodendron* à petites feuilles dressées, voisin du *L. fastigiatum* BRGT. ; tous les échantillons reconnus par Brongniart, comme appartenant à ce *L. fastigiatum* sont identiques au *L. selaginoides* STERNB. BUREAU.

3. *Lepidodendron acuminatum* GÖEPP. *sp. emend.* NATHORST ⁴.

Pl. IV, FIG. 4, 5, 6.

Coussinets foliaires fusiformes, peu saillants, longs de 15 mm., larges de 4 mm., à surface finement chagrinée, limités par des bandes nettes, qui paraissent par places striées dans le sens de la longueur, ces bandes se continuent d'un coussinet à l'autre de bas en haut; cicatrices foliaires situées vers le milieu des coussinets, mesurant à peu près 2 mm. de hauteur et de largeur, à contour inférieur en V bien ouvert, à angles latéraux bien aigus, à contour supérieur ovale arrondi.

Rapports paléontologiques. Cette espèce de Poillé nous paraît identique à celle que Nathorst a décrite, sous le nom de *L. acuminatum*, dans sa Flore du culm du Spitzberg. M. Fischer a bien proposé de dénommer la même espèce *L. culmianum*, parce que Rost aurait déjà désigné en 1839 sous ce nom de *L. acuminatum* une espèce différente; mais, comme Nathorst en fait la remarque, l'espèce de Rost n'a pas été figurée. En tout cas, la plante de Poillé est bien le *L. culmianum* FISCHER ⁵.

R. Zeiller a attribué au *L. acuminatum* GÖEPPERT *sp.* quelques spécimens de l'étage d'Aladja-Agzi (*Culm supérieur*) du Bassin d'Héraclée en Asie-Mineure ⁶. Nathorst ne les place pas en synonymie avec

1. R. KIDSTON. The fossil plants of the Carboniferous rocks of Canonbie... (*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, XL, pl. iv, p. 821, 1903), 1905.

2. R. KIDSTON, *ibid.*, p. 795 et in *Mém. Musée royal Histoire natur. Belgique*, t. IV, 1909, p. 138, Bruxelles, 1911.

3. AD. BRONGNIART, *op. cit.*, 1850, p. 768.

4. GÖEPPERT. Fossile Flora der Uebergangsgebirges, p. 185, pl. xxiii, fig. 4; Taf. 43, fig. 8, 1852. — NATHORST. Zur fossilen Flora der Polarländer, I, 1; *Nachträge zur paläozoischen Flora Spitzbergens*, p. 44. Stockholm, 1914.

5. F. FISCHER in H. POTONIÉ. Abbildungen u. Beschreibungen foss. Pflanzen. Lief. IV (1906), 71.

6. R. ZEILLER. Étude sur la Flore fossile du Bassin houiller d'Héraclée. *Mém. S. G. F.*, n° 21, pp. 70-72, 1899,

son *L. acuminatum* ; les coussinets de l'espèce décrite par Zeiller ¹ différent de ceux de nos spécimens par la présence de rides transversales et se rapprochent par ce caractère des coussinets du *L. Volkmanianum*.

En France Vaffier a signalé le *L. acuminatum* GOEPP. *sp.* dans le *Culm* du Mâconnais ². D'après Nathorst il s'agirait là d'une espèce voisine, le *L. Robertii* dont il va être question.

E. Bureau dans son étude des flores de la Basse-Loire cite une localité dévonienne (*Famennien*) et trois localités du *Culm inférieur* pour le *L. acuminatum* ; malheureusement il ne donne pas de figures de ces fossiles, mais paraît avoir en vue l'espèce de Vaffier.

En 1920 nous avons découvert à Chalonnnes, dans les schistes qui passent sous l'église Saint-Maurille, un niveau à *Lepidodendron* ³. Les fossiles que nous avons rapportés au *L. acuminatum* (Vaffier *sp.*) sont en général mal conservés ; sur l'un d'eux nous avons reconnu les caractéristiques des coussinets du *L. Robertii* NATHORST.

Provenance. Dans le lot de fossiles provenant de Poillé, plusieurs spécimens sont à attribuer au *L. acuminatum* ; nous l'avons trouvé en 1919 au puits de la Sanguinière, à 1 km. 500 au Nord de la station de Juigné (Sarthe) ⁴.

Lepidodendron acuminatum GÖEPPERT *sp. var.* (cf. *L. Robertii* NATHORST)

PL. IV, FIG. 7.

Les coussinets foliaires sont fusiformes, contigus sur une même ligne oblique, séparés par des bandes ondulées très nettes ; la longueur des coussinets atteint 15 mm., leur largeur maxima est de 2 mm. 5 ; la surface des coussinets offre des ornements très nets qui consistent en fines granulations dans la région médiane et de rides ou lignes symétriquement placées de part et d'autre de la ligne médiane, ces rides très nettes sont par places irrégulières et parfois chevronnées ; les cicatrices foliaires ressemblent tout à fait à celles de l'espèce précédente et sont nettement situées au-dessus du milieu des coussinets.

Provenance : Culm de Poillé ; échantillon des collections de la Faculté libre d'Angers.

Rapports paléontologiques. Les rides disposées assez régulièrement comme les barbes d'une plume distinguent à première vue cette forme de l'espèce précédente. R. Zeiller a signalé dans le culm d'Héraclée une forme du *L. acuminatum* qui est bien voisine de la nôtre, mais dont les rides sont plus irrégulières ⁵. Nathorst a décrit, sous le nom

1. R. ZEILLER, *op. cit.*, pl. VI, fig. 13, 14, 16.

2. A. VAFFIER. Étude géologique et paléontologique du Carbonifère inférieur du Mâconnais (*Ann. Université de Lyon*, N. S., I, fasc. 7, p. 133), 1901.

3. Cf. B. S. G. F., 4^e sér., t. XIX, p. 263, 1920.

4. Cf. *Ann. Soc. scientifique de Bruxelles*, 39^e année, 1919-1920, p. 158.

5. R. ZEILLER, *op. cit.*, 1899, pl. VI, fig. 12.

de *L. Robertii*, un *Lepidodendron* du Culm du Spitzberg qui par le mode d'ornementation ressemble bien à notre spécimen ; mais les cicatrices foliaires sont peu visibles ¹. Ce qui [est remarquable dans nos fossiles rapportés au *L. acuminatum* c'est la forme des cicatrices foliaires, identiques à celles du *L. acuminatum* d'Héraclée, à celles du *L. culmianum* FISCHER.

Le *L. acuminatum* VAFFIER *sp.* doit se rapporter, d'après Nathorst au *L. Robertii* ; le *Lepidodendron* du Culm de Chalonnes, sur lequel nous avons attiré l'attention, est identique au *L. acuminatum* VAFFIER *sp.* et par conséquent très voisin du *L. acuminatum var.* (cf. *L. Robertii*) de Poillé. La forme des cicatrices, l'absence de carène, distinguent, ce nous semble, ces *Lepidodendron* du *L. Veltheimianum*, dont les rameaux jeunes peuvent prêter à confusion.

Un *Lepidodendron* de Poillé ressemble beaucoup à une forme du Culm d'Héraclée, que Zeiller attribue au *L. acuminatum* GOEPPERT *sp.*². Les coussinets forment des lignes verticales ; nous croyons avoir affaire à une forme du *L. Volkmannianum* STERNBERG.

II. PLANTES FILICOIDES

1. *Cardiopteris polymorpha* GOEPPERT *sp.*

PL. V, FIG. 1, 2, 3.

Folioles cycloptéroïdes ou subréniliformes, ou ovales, cordiformes à la base, parfois auriculées ; certaines folioles nettement asymétriques (fig. 2). Nervation fine ; nervures rayonnant de la base relativement large et se divisant par dichotomies multiples ; de place en place des traces de poils sur les nervures.

Provenance : La Baconnière.

Rapports paléontologiques. La nervation de nos spécimens est moins fine que celle du *C. frondosa* GOEPP. *sp.* dont nous possédons de beaux échantillons recueillis en 1879 par l'abbé Boulay dans le vallon du Kattenbach, dans la grauwacke de Thann (Alsace). Par leur forme et leur nervation les folioles de la Baconnière sont à rapporter au *C. Hochstetteri* ERR. *sp.* et ressemblent tout à fait à la forme que Stur a figurée ³ ; sous l'autorité de M. Kidston ⁴ nous considérons le *C. Hochstetteri* ERR. comme identique au *C. polymorpha*, mais nous ne pouvons identifier ce *C. Hochstetteri* et le *C. frondosa* à la suite de M. Oberste-Brink ⁵.

1. NATHORST, *loc. cit.*, 1914, p. 41 ; pl. v, fig. 9-10 ; pl. xiv, fig. 2.

2. R. ZEILLER, *op. cit.*, p. 71 ; pl. vi, fig. 14.

3. Cf. STUR, *Culm Flora*, p. 48, pl. xiv, fig. 2, 1875.

4. R. KIDSTON, *op. cit.*, p. 749.

5. K. OBERSTE-BRINK. Beiträge zur Kenntnis der Farn- und farn-ähnliche Gewächse des Culms von Europa (*Jahrb. d. Königl. Preuss. Geolog. Landgeanstalt*, XXXV, 1, 1, p. 72, etc.), 1914.

Comme nous en avons déjà fait la remarque, nos folioles ressemblent beaucoup à celles du *Culm* du Spitzberg, dont Nathorst ¹ a fait son genre *Cardiopteridium*, caractérisé surtout par les frondes qui peuvent être bipinnées, tandis que celles du genre *Cardiopteris* SCHIMPER sont simplement pinnées ; les folioles du *Cardiopteris polymorpha*, que Zeiller a reconnues dans le *Culm* d'Héraclée, paraissent très semblables à nos spécimens, de même le *Cardiopteris sp.* de Stur ². Nous rapportons à la même espèce des folioles cycloptéroïdes ou ovales trouvées près du château de Viré (Sarthe) (Pl. V, fig. 4, 5, 6). Les folioles, ici comme à Viré, sont détachées de leur rachis et sont entassées les unes sur les autres.

2. *Sphenopteris (Calymmatotheca) Dubuissoni* BRONGT. ³.

PL. V, FIG. 8.

C'est à cette espèce que nous attribuons des fragments de frondes trouvés en 1919 près du château de Viré. Ce *Sphenopteris* est du groupe du *Sph. Hœninghausi* BRGT., mais plus robuste et dépourvu des glandes qui sont si abondantes sur le *Sph. Hœninghausi*. Le mode de découpeure des pennes ultimes, leur nervation sont identiques à celles du *Sph. Dubuissoni*, tel que les photographies données par E. Bureau nous le représentent ⁴.

C'est bien la même espèce que nous avons recueillie dans une excursion faite en 1920 à La Baconnière en la compagnie de M. Davy de Virville; nous avons trouvé dans ce même gisement le *Lepidodendron lycopodioides* STERNB., l'*Archæocalamites scrobiculatus* SCH. sp., le *Diplotmema adiantoides* SCH. sp.

Le *Calymmatotheca Stangeri* STUR. ⁵ est très voisin de notre espèce ; E. Bureau ne les distingue pas, tandis que M. Gothan admet deux espèces ⁶ dans son étude particulière des *Calymmatotheca* du groupe *C. Hœninghausi* BRONGT.

Notons que ce même *C. Dubuissoni* a été trouvé en 1909, à Viré par Édouard et M. Louis Bureau, en association avec le *Sphenopteris tridactylites* BRONGT., le *Lepidodendron lycopodioides*, le *Calamites Suckowi*, et des folioles cycloptéroïdes, comme nous avons pu le constater au Muséum de Nantes.

III. CONCLUSIONS

1. Le *Lepidodendron acuminatum* GÆPP. sp. et une forme voisine (cf. *L. Robertii* NATH.) sont signalés dans le *Culm* des environs de Sablé, à Poillé et à la Sanguinière, près Juigné

1. NATHORST, *op. cit.*, 1914, pp. 16-19.

2. R. ZEILLER, *loc. cit.*, 1899, p. 43 ; pl. IV, fig. 11.

3. A. BRONGNIART. Histoire des végétaux fossiles, I, p. 195 ; pl. 54, fig. 4 ; 1828.

4. E. BUREAU. Florus fossiles, p. 254 ; pl. XII, sauf fig. 4.

5. STUR. Die Culm Flora, p. 151, pl. VIII et X, 1875.

6. E. BUREAU. Flores fossiles, p. 258. — GOTHAN. Die Oberschlesische Steinkohlenflora, I (*Abh. d. koenigl. Preuss. geol. Landes, N. F.*, Hft 75, p. 45, 1913).

(Sarthe). On trouve le *L. acuminatum* à Poillé en association avec le *Lepidodendron Volkmanni* STERNB., à la Sanguinière avec l'*Archaeocalamites scrobiculatus* SCHL. sp., le *Calymmatotheca Dubuissoni* BRGT., le *Sphenopteris* aff. *tridactylites* BRONGT., etc...

2. Le *Cardiopteris polymorpha* GÖEPP. sp., reconnu dès 1882 par Renault et Zeiller à la Baconnière (Mayenne), existe dans les schistes carbonifères de Viré-en-Champagne (Sarthe) et aux environs immédiats de Sablé, à Bouessay (Sarthe).

3. A Viré, comme à la Baconnière, ce *Cardiopteris* est associé au *C. Dubuissoni* BRONGT. sp., au *Diplotmema adiantoides* SCHL. sp., au *Lepidodendron lycopodioides* STERNB. et à l'*Archaeocalamites scrobiculatus* SCHL. sp. Nous considérons les schistes de Viré et de la Baconnière comme homotaxiques.

4. Ces mêmes schistes nous paraissent correspondre en partie au *Culm supérieur* de Mouzeil (Basse-Loire) ; la présence du genre *Cardiopteris* tendrait peut-être à en abaisser le niveau : ce serait du Mouzeil moyen.

5. Nous avons des arguments paléontologiques (présence de part et d'autre du *L. acuminatum* ou du *L. cf. Roberti*) pour assimiler le *Culm* de Poillé et de la Sanguinière aux formations carbonifères du puits du Désert et de Chalennes (Maine-et-Loire), qui sont nettement supérieures aux schistes et grès de Chalennes à *Rhodea Hochstetteri* (*Culm inférieur* de la Basse-Loire). Les schistes de Poillé et de la Sanguinière se placeraient donc vers la base du *Culm supérieur* (Mouzeil).

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE IV

- FIG. 1. *Lepidodendron Volkmannianum* ST. Gross. 3/2. Provenance : Poillé (Sarthe).
 — 2. *Lepidophyllum* du *L. lycopodioides* ST. Gr. 29/12.5. Gisement : La Baconnière (Mayenne).
 — 3. *Id.* Gr. 14/9 ; même origine.
 — 4. *Lepidodendron acuminatum* GÖEPP. sp. Gr. 6/4. Localité : Poillé.
 — 5. *Id.* contre-empreinte. Gr. 3/2. Puits de la Sanguinière (Sarthe).
 — 6. *Id.* Gr. 6/4.5. Poillé.
 — 7. *Lepidodendron cf. Robertii* NATH. Gr. 2/1. Poillé.

PLANCHE V

- FIG. 1. *Cardiopteris polymorpha* GÖEPP. sp. Pinnule isolée ; gr. 15/8. Localité : La Baconnière.
 — 2. *Id.* Gr. 23/13 ; même provenance.
 — 3. *Id.* Plusieurs folioles ; gr. 10/6 ; même gisement.
 — 4. *Cardiopteris polymorpha* ; folioles, gr. 13/9. Viré-en-Champagne (Sarthe).
 — 5. Même échantillon, gr. 22/9.
 — 6. *Id.* base de foliole et nervures rayonnantes ; même localité.
 — 7. *An Adiantites* sp. 18/11. Viré.
 — 8. *Calymmatotheca Dubuissoni* BRONGT. sp. Gr. 9/5. Viré.

LA FAUNE STAMPIENNE INCLUSE
DANS LES CRISTAUX DE GYPSE DE PORTEL

PAR **Gaston Astre**¹.

La découverte de fossiles en inclusion dans les cristaux de gypse des environs de Narbonne (Aude) a été annoncée en 1913 dans une brève note publiée aux *Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences*² par M. J. DURAND qui se bornait alors à indiquer que ces fossiles paraissaient se rapporter tous au genre *Potamides*. En 1920, le même auteur a apporté à la Société géologique de France³ quelques précisions sur sa découverte initiale et mentionne dans ces cristaux la présence de *Potamides Lamarcki* BRONGNIART, de « Gastropodes de plus petite taille et de divers autres organismes », parmi lesquels « on remarque un petit fossile se présentant à l'œil nu sous la forme d'un gros point noir. » L'étude paléontologique de ces cristaux m'a été confiée par M. DURAND et c'est elle qui fait l'objet de la présente note.

Les fossiles sont entièrement inclus dans les cristaux de gypse laminaire limpide (fig. 1) isolés en lentilles allongées ou plus rarement groupés en fer de lance. M. DURAND a déjà fait remarquer que ces fossiles pouvaient occuper toutes les orientations possibles par rapport au plan de clivage principal g^1 (010) du gypse. Il y a lieu d'ajouter que les orientations obliques sont plus fréquentes que les autres, bien qu'il n'y ait aucune relation entre la prédominance de cette direction et le sens de la cristallisation du gypse.

Les organismes animaux sont conservés soit à l'état de moules externes, soit à celui de coquilles plus ou moins transformées. Dans ce dernier cas, trois possibilités se rencontrent. Le test peut avoir conservé son épaisseur normale et se composer du calcaire qui le formait initialement, ce qui est la disposition la plus rare. Le plus souvent le test fossilisé est extrêmement mince et ne

1. Note présentée à la séance du 18 février 1924.

2. DURAND (J.). Sur des coquilles fossiles en inclusions dans des cristaux de gypse limpide de l'Oligocène de Narbonne. *Comptes rendus de l'Acad. des Sciences*, 1913, t. 156, pp. 1841-1842 (Séance du 16 juin 1913), et *Bull. Soc. Études scientif. de l'Aude*, 1921, t. XXVII.

3. DURAND (J.). Sur des cristaux de gypse à fossiles inclus et sur l'origine des pétroles. *Compte Rendu somm. Soc. géol. France*, 1920, 4^e sér., t. XX, n° 2, pp. 23-24 (séance du 19 janvier 1920).

fait pas la moindre effervescence à l'acide ; il s'est épigénisé en gypse. Enfin assez souvent il semble réduit à sa pellicule organique.

La cavité des moules externes ou des coquilles est ou vide ou remplie de gypse limpide. Celui-ci ne présente alors aucune différence de cristallisation avec celui qui inclut le fossile et, lorsqu'on clive les cristaux, les lames se détachent continues, portant uniquement la trace de la section de la coquille. Quand la

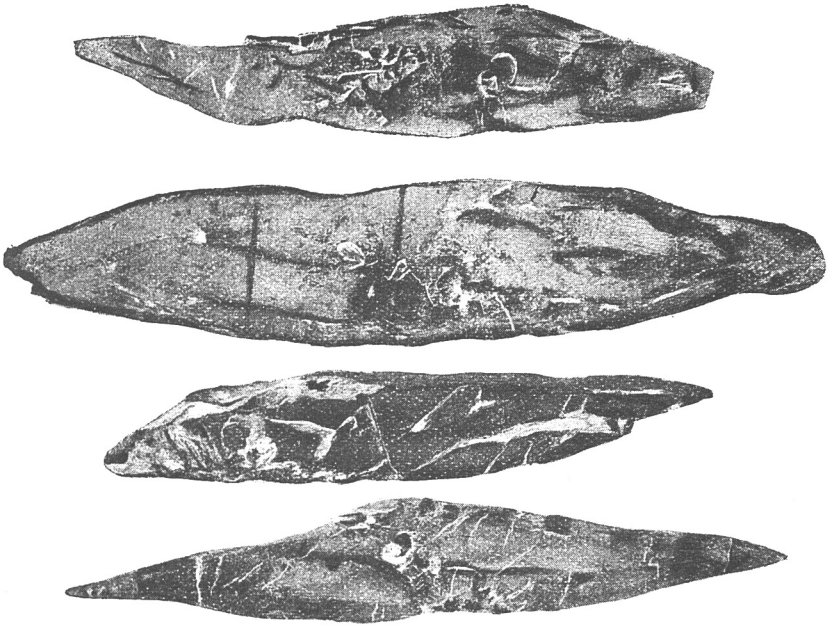


FIG. 1. — Cristaux de gypse fossilifères de Portel (Grandeur naturelle).

cavité est vide de gypse, elle renferme souvent soit un liquide noirâtre à odeur bitumineuse (odeur toujours perçue lorsqu'on clive les cristaux), soit une argile grisâtre très peu calcaire, soit des particules charbonneuses sans structure décelable. La présence de ces substances bitumineuses amène à penser que leur étude serait intéressante pour comprendre par quelles transformations les hydrocarbures ont pris naissance à partir de la matière organisée. Malheureusement cette recherche ne paraît pas possible avec les ressources d'un laboratoire ordinaire : car il faudrait épuiser au moins plusieurs centaines de kilogrammes de cristaux concassés pour recueillir une quantité appréciable de cette matière, dont la connaissance pourrait apporter une contribution sérieuse à la question de l'origine des pétroles.

Les organismes végétaux dont les débris sont visibles dans ces cristaux ont eu leur décomposition arrêtée par l'inclusion dans le gypse qui se déposait autour d'eux. La teinte verte qu'ils présentent témoigne encore de l'arrêt qu'ils ont subi dans leur putréfaction. Quelques-uns offrent des traces de carbonisation.

Ces particularités de fossilisation prouvent que les cristaux de gypse qui englobent ces restes n'ont pas été l'objet de modifications postérieures à leur dépôt autour de ces organismes et que nous les observons aujourd'hui tels qu'ils se sont formés dans les lagunes oligocènes.

Mais si la curiosité de l'inclusion de ces fossiles dans des cristaux est une première considération digne de remarque au point de vue minéralogique, il en est une autre qui présente pour la stratigraphie une plus grande importance. C'est que ces cristaux nous font connaître une faune du Stampien inférieur, niveau qui, dans la région des Corbières, n'avait jamais fourni que quelques rameaux de *Callitris*, quelques fruits de Conifères, et, dans ses bancs ligniteux, des débris de *Cyprinus Cuvieri*; car il correspond dans son ensemble aux couches à gypse non fossilifères.

La localité exacte d'où proviennent ces cristaux est la platrière de Portel, village situé dans le département de l'Aude, à une quinzaine de kilomètres environ au SSW de Narbonne¹; le niveau se range très exactement dans le Stampien inférieur.

La coupe la plus récente qui ait été publiée de ce lieu a été dressée en 1903 par M. DONCIEUX². La colline de Portel, où sont les carrières de gypse, se trouve sur la rive gauche de la Berre. Sur un soubassement de calcaires du Lias moyen reposent d'abord le Stampien inférieur, caractérisé par ses bancs de gypse et dans lequel M. Doncieux distingue cinq niveaux de calcaires, de marnes et de gypse dont un présente quelques fruits de Conifères et des rameaux de *Callitris*, puis le Stampien supérieur et l'Aquitaniens inférieur comprenant deux niveaux dont le supérieur renferme une faune à Limnées, Hydrobies et Potamides.

Donc sur le Lias calcaire, repose, avec une lacune considérable, le Stampien inférieur marno-gypseux qui supporte lui-même le Stampien supérieur et l'Aquitaniens, plutôt calcaires et visibles dans la moitié supérieure de la colline.

C'est à un niveau très localisé de ce Stampien inférieur que

1. Carte géologique détaillée de la France, au 1/80 000. Feuille n° 244-245.

2. DONCIEUX (Louis). Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Annales Univ. Lyon*, nouv. série, 1903, I, fasc. 11, p. 231, fig. 58.

M. DURAND a récolté les cristaux fossilifères. Voici en effet, de bas en haut, le détail observé à la plâtrière de Portel pour toute l'épaisseur de ce Stampien inférieur :

1. Alternances de marnes et de gypse, reposant sur le Charmoutien, qui se voit près de la plâtrière, mais que les sondages dans la plâtrière n'ont pas atteint jusqu'ici ;

2. Gypse saccharoïde, en masse de 15 m. d'épaisseur environ et qui constitue le gîte exploité par la carrière ;

3. Alternances de petits lits de marnes avec de minces lits de calcaires marneux blanchâtres renfermant des cristaux de gypse isolés lenticulaires ou parfois maclés. Seuls, ceux de ces cristaux qui se trouvent dans le premier lit de calcaire marneux supérieur à la grosse masse de gypse saccharoïde contiennent des fossiles, avec inclusions liquides ou gazeuses et dégagement d'odeur fétide au clivage. Dans les lits plus élevés de marnes ou de calcaires marneux, on rencontre bien des cristaux de gypse plus ou moins empâtés, mais ceux-ci ne renferment ni fossiles ni inclusions et ne sont pas fétides au clivage.

M. DURAND n'a jamais rencontré, dans cet ensemble, un seul fossile en dehors des cristaux en question.

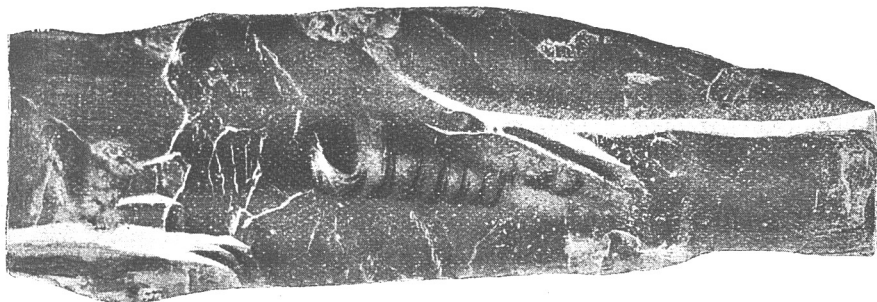


FIG. 2. — Un *Potamides* inclus dans un cristal de gypse de Portel (Grossi).

La faune renfermée dans les cristaux de gypse comprend, telle que j'ai pu l'étudier, six formes d'eau douce, dont un Planorbe, deux Bythinies, trois Hydrobies, et trois formes saumâtres appartenant au genre *Potamides* (fig. 2), plus un certain nombre de débris ou de moules externes non identifiables.

Parmi les végétaux, seule une espèce de *Chara* peut être observée avec certitude, ce qui porte à dix le total des fossiles spécifiquement déterminables dans ces cristaux. Ce n'est pas que les débris de plantes n'y soient pas abondants ; mais ils sont très fragmentaires et il n'est pas possible de les étudier suffisamment par transparence. Il faudrait les isoler et je n'ai pu y arriver,

malgré toutes les techniques utilisées, les conditions de dissolution du sulfate de chaux étant telles que la matière organique qui y est incluse est totalement carbonisée au cours de l'opération.

Le gypse a donc conservé des restes de deux milieux biologiques très différents. Le premier est un milieu d'organismes euryhalins vivant en eau saumâtre sur le bord des lagunes au fond desquelles se déposait le gypse (Potamides). L'autre, le mieux représenté, est un milieu d'eau douce et les fossiles qui s'y rattachent ne doivent leur englobement dans le gypse qu'à leur entraînement dans ces lagunes par les eaux de ruissellement ou de rivière (Planorbis, Bythinies, etc.).

Quoi qu'il en soit les fossiles inclus dans les cristaux de Portel sont suffisants pour montrer les caractères généraux de la faune du Stampien inférieur des environs de Narbonne. La fraction dulcaquicole de cette faune montre de grandes analogies de faciès paléontologique avec la faune qui l'a précédée dans une région voisine, celle du Sannoisien du Gard, décrite par M. ROMAN en 1910 ¹. Mais ses plus grandes affinités, avec identité des formes saumâtres et identité ou analogie des formes d'eau douce, sont avec la faune qui lui a succédé sur place au Stampien supérieur, faune déjà connue en ce lieu et dont M. DONCIEUX a fourni en 1903 une liste détaillée. Considérée dans son ensemble, la faune de la période stampienne est donc restée assez constante dans le bassin de Narbonne entre le début et la fin de cette période.

1. *Planorbis cf. declivis* BRAUN.

Coquille à spirale plane ; trois tours lisses ; existence d'une carène obtuse sur l'un des côtés ².

Hauteur : 4 millimètre.

Coquille d'un jeune planorbe, non identifiable en toute certitude en raison de la précarité de l'empreinte. Très rare.

L'espèce *Planorbis declivis* BRAUN a été signalée, à un niveau voisin, dans le Stampien supérieur de la région.

2. *Bythinia Durandi* nov. sp.

(Fig. 3)

DIAGNOSE. — Coquille dextre. 4 tours de spire assez ventrus, à section presque circulaire, à peine méplats vers la suture qui

1. ROMAN (F.). Faune saumâtre du Sannoisien du Gard. *B. S. G. F.*, 1910, 4^e sér., t. X, pp. 927-955, pl. XXII-XXIV.

2. Les descriptions des espèces sont limitées aux seuls caractères visibles sur les exemplaires des cristaux de Portel. La figuration des espèces nouvelles correspond à des dessins exécutés à la chambre claire, l'inclusion des fossiles dans le gypse ne permettant pas d'obtenir des épreuves photographiques entièrement satisfaisantes.

est simple et profonde. Croissance régulière, sauf pour le premier tour. Dernier tour un peu plus grand que la moitié de la hauteur. Ouverture ovale-arrondie ; péristome simple, non évasé. Columelle mince, ombilic nul ou à peine visible. Test peu épais, strié transversalement de stries d'accroissement très fines et très rapprochées les unes des autres.

Hauteur : 2 mm. $1/4$. Diamètre max. : 1 mm. $1/2$.

GISEMENT-TYPE : Portel (Aude), en inclusion dans les cristaux de gypse laminaire, d'âge oligocène (Stampien inférieur). Commun.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Bien que l'opercule soit inconnu, la coquille de Portel est par tous ses caractères une vraie *Bythinie* (*sensu stricto*). Elle a un galbe assez globuleux et ne possède pas la spire allongée des *Hydrobia*. Sa petite taille, eu égard au nombre de tours, empêche en outre de la rapprocher du genre *Vivipara* et la situe bien dans l'intérieur du genre *Bythinia*.

L'importance relative de son avant-dernier tour évoque quelque peu l'allure d'une *Bythinelle* ; mais la brièveté et l'accroissement très rapide du début de la spire ainsi que le grand renflement du dernier tour donnent nettement à cette coquille la forme turrulée et globuleuse des *Bythinies*. C'est une *Bythinie* qui, en raison de la taille un peu grande de son avant-dernier tour, paraît légèrement moins globuleuse que la plupart des autres espèces du genre.

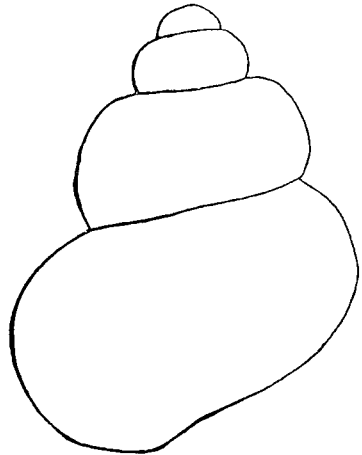


FIG. 3. — *Bythinia Durandi* (Hauteur réelle : 2 mm. $1/4$).

Elle diffère d'une autre espèce, *B. gypsorum*, qui existe avec elle dans les cristaux de Portel par sa suture très profonde, ses tours très bombés et très individualisés, sa spire moins tectiforme.

Parmi les Prosobranches de l'Oligocène du globe, il n'existe guère que *B. globuloides* FORBES, des bassins d'Angleterre, qui offre quelque ressemblance avec *B. Durandi* ; mais la seconde se distingue par sa taille beaucoup plus petite, sa forme plus allongée, sa spire à accroissement bien moins rapide, sa suture très profonde, son dernier tour comparativement moins gros.

Dans l'Oligocène du Midi de la France, aucune forme ne s'en rapproche absolument. Il y a lieu de ne rappeler que pour mémoire *Paludina soricinensis* NOULET, de Lautrec et de Sorèze, qui est une grande *Paludine* assez globuleuse et à suture peu profonde.

Bythinia ugernensis ROMAN est un peu plus grande, sa spire est à

accroissement plus rapide, ses tours sont moins détachés ; c'est une espèce du Sannoisien du Gard, comme *B. oxispiriformis* ROMAN, espèce totalement différente de celle de Portel.

La Paludine figurée sans détermination par de Saporta en 1888 (Plantes foss. d'Aix, fig. 2e) et qui provient du niveau de Féline dans l'Oligocène de Provence possède des tours moins détachés et une suture plus superficielle, en même temps qu'une forme plus turriculée.

Parmi les Bythinies qui, d'âge plus récent, offrent quelque analogie de galbe avec celle des gypses de Portel, il est possible de citer *B. ovata* DUNKER, du Miocène moyen des environs de Günzburg, qui a la spire plus courte, les tours moins étagés, le dernier tour très grand, — *B. tentaculata* LINNÉ, du Pliocène et de l'époque actuelle, qui possède des tours plus bombés et plus détachés, la taille demeurant dans toutes ces formes plus grande que dans celle de Portel.

Mais l'espèce qui présente, entre toutes, le plus de ressemblance avec *B. Durandi* est *B. inflata* HANSEN (= *B. Troscheli* KÜSTER), fossile au Pléistocène inférieur de Cannstadt et de Mosbach et vivant encore dans le Nord de l'Allemagne. Mais cette dernière est plus grande, ses tours sont un peu plus élargis et moins détachés.

3. *Bythinia gypsorum* nov. sp.

(Fig 4)

DIAGNOSE. — Coquille dextre, fusiforme-renflée, à spire presque conique. 5 tours peu bombés, plutôt étagés, à croissance assez rapide, le dernier égal aux deux tiers de la longueur.

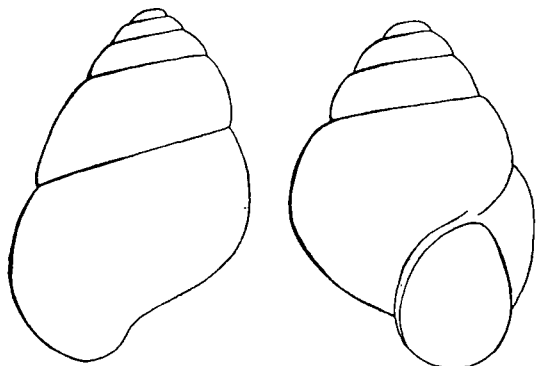


FIG. 4. — *Bythinia gypsorum* (Hauteur réelle : 2 mm. 4).

Suture nette, quoique peu profonde. Ouverture ovale, pyriforme, non aiguë à sa partie postérieure ; péristome simple, non évasé. Umbilic en fente étroite. Test corné-jaunâtre, finement strié par les stries d'accroissement.

Dimensions moyennes. Longueur : 2 mm. 4. Diamètre : 1 mm. 4.

GISEMENT-TYPE. — Portel (Aude), en inclusion dans les cristaux de gypse laminaire (Stampien inférieur). Assez commun.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Cette espèce est une vraie Bythinie, tant par la brièveté de sa spire et son galbe globuleux que par sa petite taille et la forme de son dernier tour.

Des Prosobranches de l'Oligocène, seule *Bythinia oxispiriformis* ROMAN, du Sannoisien du Gard, offre quelque analogie avec cette espèce, en raison de l'allure conique de la spire; mais elle est en général plus allongée, son enroulement n'est pas le même, son avant-dernier tour est plus important, etc. *B. globuloides* FORBES est beaucoup plus grande, son dernier tour est plus renflé en même temps que sa spire est plus aiguë. *B. Durandi*, qu'on rencontre dans les mêmes cristaux, a des tours plus bombés, une suture plus profonde, un contour moins globuleux; son enroulement est plutôt moins rapide en ce qui concerne le dernier tour.

Parmi les espèces d'âge postérieur, il n'y a à retenir, comme offrant quelque ressemblance avec *B. gypsorum*, qu'*Ammicola turonensis* MAYER, du Miocène moyen de Manthelan, à sutures moins profondes et tours de spire moins étagés, — et *Bythinia tentaculata* L., pliocène et actuelle, bien plus grande, plus renflée, à tours plus bombés, à spire moins conique.

En somme les Bythinies des cristaux de gypse du Portel se répartissent en deux espèces de petite taille, l'une à tours bombés et à suture profonde (*B. Durandi*), l'autre à tours presque plats et à spire presque turbinée (*B. gypsorum*). Aucune forme intermédiaire entre ces deux espèces n'existe dans les cristaux étudiés.

4. *Hydrobia Dubuissoni* BOUILLET.

(Fig. 5)

1834. *Paludina Dubuissoni* BOUILLET. Coquilles fossiles du Cantal, p. 9, fig. 14-15.
 1836. — — — — — Descr. hist. et sc. de la Haute-Auvergne, pl. 18, fig. 14-15.
 1836. — *Draparnaudi* NYST. Recherches sur les coq. foss. de Hoess. et de Kleinsp., p. 24, pl. 3, f. 61.
 1852. *Palustrina* — — — — — D'ORBIGNY. Prodr. de Paléont., t. III, p. 3, n° 37.
 1854. *Hydrobia* — — — — — MORRIS. Catalog. British foss., 2^e édit., p. 253.
 1858. *Bithinia Dubuissoni* NOULET. Age de la formation lacustre de Narbonne, p. 14.
 1864. — — — — — BOUILLET.-DESHAYES. Descr. anim. sans vert., t. II, p. 503, pl. 33, fig. 25-27.
 1870. *Hydrobia* — — — — — -SANDBERGER. Die Land-und Süßwasser-Conch. der Vorwelt, p. 331, pl. XIX, fig. 25-25 b.
 1881. *Littorinella Draparnaudi* NYST.-MOURLON. Géol. Belgique, II, p. 195.
 1900. *Bithinella Dubuissoni* BOUILLET-DOLLFUS. Trois exc. env. Paris. B. S. G. F., t. XXVIII, p. 122.

1912. *Hydrobia (Tournoueria) Dubuissoni* BOUILLET-DOLLFUS. Rech. crit. Hydrobia viv. et foss. Journ. Conch., vol. LIX, p. 262, pl. vi, fig. 5-6 et 11-12.

Spire allongée, conique. 5 à 6 tours peu bombés. Suture nette et assez profonde. Dernier tour à peine plus grand que la moitié de la longueur totale. Ouverture ovale-pyriforme ; péristome mince, tranchant. Test mince, strié régulièrement par de fines stries d'accroissement.

Longueur : 5 mm. Diamètre : 2 mm.

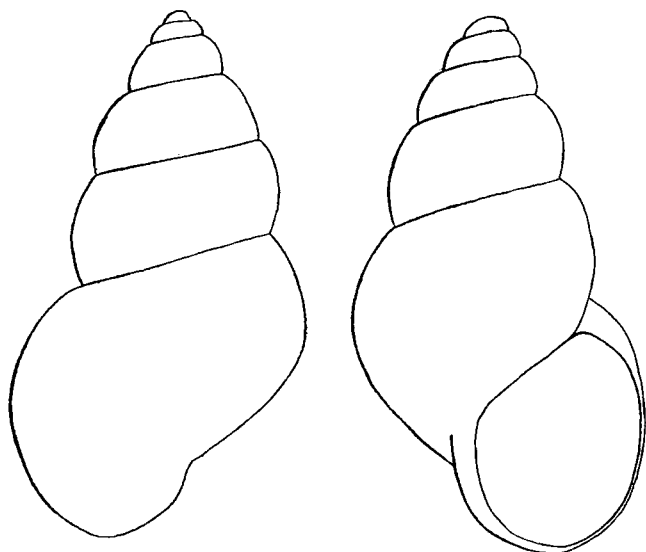


FIG. 5. — *Hydrobia Dubuissoni* [des gypses de Portel] (Longueur réelle : 5 mm.).

Cette espèce est une des plus typiques de l'Oligocène supérieur, depuis le Stampien jusque dans l'Aquitainien où elle se raréfie considérablement avant de disparaître. Elle est peu commune dans les cristaux de gypse de Portel, où elle existe surtout à l'état de moule externe rempli le plus souvent d'argile jaunâtre fétide. On y rencontre cependant parfois la coquille en bon état de conservation ; elle correspond à la forme typique de l'espèce (similitude avec des spécimens du Cantal).

Hydrobia Dubuissoni semble assez étroitement apparentée à *H. inflata* FAUJAS, du Miocène inférieur d'Oppenheim ; mais dans la première la spire est plus renflée et l'ouverture pyriforme, tandis que la seconde possède une spire plus étirée et une ouverture ovale. *H. Sandbergeri* DESHAYES est parfois aussi difficile

à séparer de cette espèce, qui s'en distingue surtout par une base plus large et des tours moins arrondis.

5. *Hydrobia Dubuissoni* BOUILLET, var. *aquisextana* FONTANNES.

1884. *Hydrobia aquisextana* FONTANNES. DESCR. somm. de la faune malac. des form. saumâtre et d'eau douce du groupe d'Aix (Bart.-Aquit.) dans le Bas-Lang., la Prov. et le Dauph., pl. iv, fig. 43-53.
1888. — *Dubuissoni*, var. *aquisextana* FONTANNES-DE SAPORTA. Notions strat. et pal. appliq. à l'étude du gisem. des plantes foss. d'Aix-en-Prov., p. 21, fig. 2 c (*Ann. Sc. géol.*, t. XX).
1903. — — BOUILLET, var. *aquisextana* FONT.-DONCIEUX. Monogr. géol. et pal. des Corbières orientales, p. 249.

Caractères de *H. Dubuissoni* typique, modifiés quant au dernier tour, un peu plus renflé que dans la forme typique, mais moins que dans la var. *felinensis*, la spire restant aussi allongée que dans l'espèce-type et le devenant parfois davantage.

Simple variété de galbe de l'*H. Dubuissoni*, correspondant à une première variation dans le sens du renflement du dernier tour (l'espèce est très variable). Très peu commune.

6. *Hydrobia Dubuissoni* BOUILLET, var. *felinensis* SAPORTA.

1888. *Hydrobia felinensis* DE SAPORTA. Notions stratigr. et pal. appliq. à l'étude du gisem. des plantes foss. d'Aix-en-Prov., p. 20, fig. 2 a (*Ann. Soc. géol.*, t. XX).
1903. — *Dubuissoni* BOUILLET, var. *Felinensis* SAP.-DONCIEUX. Monogr. géol. et pal. des Corbières orientales, p. 249.

Caractères de *H. Dubuissoni* typique, modifiés quant au dernier tour, qui est plus arrondi et plus bombé que dans le type et dans var. *aquisextana*, et quant à la spire qui est moins allongée et plus renflée, ce qui fait paraître la coquille plus globuleuse, à tours moins détachés.

Simple variété d'*H. Dubuissoni* se trouvant avec le type et correspondant à la variation extrême de l'espèce dans le sens de l'obésité et du renflement. Peu commune.

7. *Potamides submargaritaceus* BRAUN, var. *rhodanica* FONTANNES.

1884. *Potamides submargaritaceus*, var. *rhodanica* FONTANNES. DESCR. somm. faune malac. des form. saum. et d'eau douce du groupe d'Aix (Bart.-Aquit.) dans le Bas-Lang., la Prov. et le Dauph., pl. i, fig. 16-20.

1888. *Potamides rhodanicus* DE SAPORTA. Notions strat. et pal. appliq. à l'étude du gisem. des plantes foss. d'Aix-en-Prov., p. 59, pl. II, fig. 4-8.
1903. — *submargaritaceus* BRAUN, var. *rhodanica* FONT.-DONCIEUX. Monogr. géol. et pal. des Corbières orientales, p. 248.

Coquille turriculée allongée, à suture un peu profonde. Tours peu bombés, presque plats vers l'extérieur, ornés de cinq costules longitudinales, granuleuses, se retrouvant sur toute la longueur de la spire.

Longueur : 17 mm. Diam. max. : 5 mm.

L'un des deux plus gros fossiles visibles dans les cristaux de gypse, où il est commun.

8. *Potamides Lamarcki* BRONGNIART, var. *druentica* FONTANNES.

1884. *Potamides Lamarcki*, var. *druentica* FONTANNES. Descr. somm. de la faune malac. des form. saum. et d'eau douce du groupe d'Aix (Bart.-Aquit.) dans le Bas-Langued., la Prov. et le Dauph., pl. I, fig. 33.
1888. — *druenticus* DE SAPORTA. Notions strat. et pal. appliq. à l'étude du gisem. des plantes foss. d'Aix-en-Prov., p. 59, pl. I, fig. 14-15.
1903. — *Lamarcki* BRGT., var. *druentica* FONT.-DONCIEUX. Monogr. géol. et pal. des Corbières orientales, p. 248.
1920. — — BRONGNIART-DURAND. Sur des crist. de gypse à foss. inclus et sur l'origine des pétr. CR. Soc. géol. Fr., 1920, n° 2, p. 23.

Coquille turriculée-allongée. 10 à 12 tours de spire peu bombés, séparés par une suture assez profonde. Trois cordons s'étendant sur toute la longueur de la spire et ornés d'assez grosses granulations qui sont réunies d'un cordon à l'autre par un sillon transversal.

Longueur : 18 mm. Diamètre max. : 5 mm.

C'est, avec *Potamides rhodanica*, le plus visible, à première vue, des fossiles inclus dans les cristaux de gypse, où il est commun, surtout à l'état de moule externe.

9. *Potamides aquensis* MATHERON.

1888. *Potamides aquensis* MATH.-DE SAPORTA. Notions strat. et pal. appliq. à l'étude du gisem. des plantes foss. d'Aix-en-Prov., p. 22, fig. 3 a, pl. I, fig. 2-4.
1903. — — MATH.-DONCIEUX. Monogr. géol. et pal. des Corbières orientales, p. 249.

Coquille turriculée, un peu moins allongée que celle de *Pot. Lamarcki*. Une dizaine de tours assez convexes, ornés de très

finest costulations longitudinales et de stries transversales sinueuses peu accentuées.

Longueur : 16 mm. Diam. max. : 4 mm.

Je rapporte à cette espèce un unique moule externe sur une portion duquel est assez bien conservée une empreinte de l'ornementation superficielle, empreinte qui reproduit le quadrillage indiqué pour cette espèce par G. de Saporta dans sa fig. 3 a. M. Doncieux, n'ayant pu obtenir des moulages suffisamment nets dans le Stampien supérieur des environs de Narbonne, n'a cité qu'avec doute cette forme dans la région. Très rare.

10. *Chara costulata* nov. sp.

(Fig. 6)

DIAGNOSE. — Fruit (sporange) obovale, peu rétréci vers la base. Sommet obtus. Sur chaque côté, 7 ou 8 côtes spirales carénées, très saillantes, correspondant aux lignes commissurales. Membrane assez mince et de couleur vert-clair. Nucule régulièrement ovale-allongée.

Longueur : 0 mm. 7 à 0 mm. 6. Largeur : 0 mm. 4.

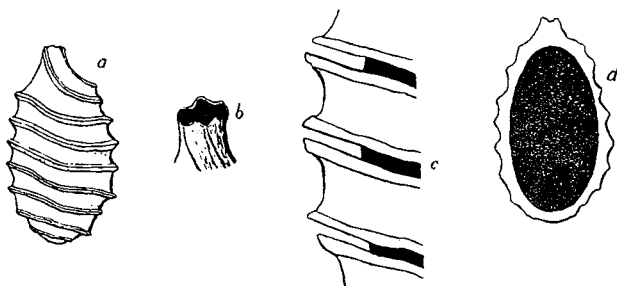


FIG. 6. — *Chara costulata* : a) Sporange entier ; b) extrémité du sporange ; c) fragment de sporange éclaté montrant les valvules externes isolées et la nucule incluse dans le sporange. Très grossi ; d) coupe indiquant la position de la nucule charbonneuse dans le sporange (Longueur réelle : 0 mm. 7).

GISEMENT-TYPE. — Portel (Aude), dans les cristaux de gypse laminaire (Stampien inférieur).

Mode de fossilisation. Dans le fossile, la membrane est bien conservée, mais la nucule est entièrement carbonisée, mode de fossilisation qui, d'après Schimper¹ est assez rare. Ce sont ces corpuscules d'aspect noirâtre (lorsque la membrane a disparu) auxquels M. Durand faisait allusion dans sa note de 1920 lorsqu'il mentionnait dans les cristaux de gypse la présence d'un petit

1. SCHIMPER (W.-Ph.). Traité de paléontologie végétale, 1869, t. I, p. 220.

fossile « se présentant à l'œil nu sous la forme d'un gros point noir. »

Assez commun, soit à l'état de sporange verdâtre entier, soit à l'état de nucule charbonneuse isolée, soit encore à celui de sporange éclaté, les valvules externes de la membrane étant partiellement disjointes le long de leur ligne commissurale, ce qui permet de voir la nucule.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Malgré le désir que l'on peut avoir de ne pas créer d'espèce nouvelle dans un groupe dont la nomenclature a été aussi peu révisée, dans son ensemble, que celui des *Chara*, il est impossible de ne pas en établir une pour les sporanges inclus dans les cristaux de gypse de Portel. Ils sont en effet beaucoup plus éloignés de n'importe laquelle des espèces de *Chara* connues jusqu'à ce jour que ne le sont entre elles ces dernières, séparées quelquefois par des caractères presque illusoire¹.

Chara costulata appartient à la série des *Chara* à côtes saillantes ou à suture en crête, tels que *Chara helicteres*, *Ch. medicaginula*, *Ch. Voltzii*, *Ch. siderolitica* : mais elle présente cette saillie des côtes à un degré beaucoup plus prononcé que n'importe laquelle de ces dernières. Chacune des cinq valvules externes, dont l'ensemble, enroulé en verticille tordu, compose la membrane, a une forme de lanière très renflée, et même relevée, sur ses bords. La côte saillante spiralaire est constituée par la juxtaposition, de part et d'autre de la ligne commissurale, de deux parties renflées marginales appartenant à deux valvules contiguës. C'est dans l'espèce de Portel que cette disposition est le plus accentuée.

La forme morphologiquement la plus voisine est *Chara siderolitica* GREPIN, du terrain sidérolithique de Délémont, dans le Jura suisse. Mais *Chara costulata* s'en distingue par sa taille un peu plus petite, son galbe moins rétréci à la base, sa couleur vert-clair et non brun-brillant et surtout ses côtes spirales incomparablement plus saillantes et plus aiguës.

Chara medicaginula LAMARCK, de l'Oligocène du Bassin de Paris, est presque aussi voisine, mais contrairement à ce qui se passe pour l'espèce de Grepin, c'est dans la saillie des côtes spirales qu'elle présente ses analogies et dans le contour général qu'elle montre ses diffé-

1. Le défaut de comparaison est parfois tel qu'un même auteur, surtout dans les ouvrages anciens, représente l'enroulement des lignes commissurales spirales, soit dans un sens, soit dans le sens inverse ! Le mode d'enroulement dextroverse n'a été, dans bien des cas, figuré que par une immersion de cliché zincographique. Par exemple, les figures publiées par Schimper dans son *Traité de paléontologie végétale* de 1869 pour *Chara medicaginula*, *Ch. Grepini*, *Ch. inconspicua*, *Ch. Escheri* (pl. v) sont exactement l'inverse de celles représentées en 1891 dans la partie II du *Traité de Paléontologie* de Zittel par Schimper et Schenck (p. 42, fig. 35). L'espèce de *Chara* des gypses de Portel est à enroulement sinistroverse vers l'extrémité distale, comme d'ailleurs toutes les *Characées* fossiles que j'ai examinées.

rences avec les sporanges de *Chara costulata*; cette dernière a tout de même ses côtes un peu plus saillantes, sa forme est bien plus allongée, l'enroulement des lignes suturales est plus oblique. Il est cependant intéressant de rapprocher l'espèce de Portel de ce *Chara medicaginnula* qui, au point de vue stratigraphique, se montre dans le Bassin de Paris à un niveau comparable (Oligocène supérieur), ainsi que l'ont heureusement précisé MM. Dollfus et Fritel dans leur catalogue raisonné des Characées du Bassin de Paris ¹.

Peut-être les grains de *Chara* de Portel sont-ils la fructification de *Chara gypsorum* décrit par de Saporta d'après des fragments de tiges provenant des gypses d'Aix-en-Provence, par conséquent à un niveau voisin, dans une région voisine et dans un milieu comparable ! Mais on ne connaît que la tige de cette dernière Characée. Seule la découverte de sporanges en place sur des tiges de ce *Chara gypsorum* pourrait montrer si le fruit de cette espèce a quelque analogie avec celui qui abonde à Portel.

1. DOLLFUS (G.-F.) et FRITEL (P.-H.). Catalogue raisonné des Characées fossiles du Bassin de Paris. *B. S. G. F.*, 1919, 4^e série, t. XIX, pp. 257-260.

FAUNE JURASSIQUE DE VRČKA ČUKA (SERBIE ORIENTALE)

PAR S. Gillet ET C. Popović¹.

Nous avons reçu l'été dernier de l'Institut géologique de Belgrade des matériaux provenant du Lias et du Callovien de la région de Vrčka Čuka (Serbie orientale), localité classique étudiée par ŽUJOVIĆ². C'est une petite colline de 739 m. qui forme pour ainsi dire la jonction entre les Karpathes et le Balkan. ŽUJOVIĆ y a reconnu du Trias, du Jurassique (niveaux cités plus haut) et du Crétacé. Le second affleure sur une étendue de plus de 10 km., avec des roches de composition très variable.

Lias. Il est représenté par des grès, des argiles et des argiles gréseuses avec intercalation de houille. Trois des couches de houille sont exploitées, la principale, qui est haute de 2 à 8 m., contient des plantes fossiles (*Zamites rigidus*, *Z. banaticus*, *Teniopteris stenoneura*) citées par ŽUJOVIĆ.

Dans les grès argileux, un certain nombre de Mollusques ont été décrits par RODANOVIĆ³.

L'analogie de leur faune avec celle d'Hettange (Lorraine-Luxembourg), d'Halberstadt (Saxe), de Fünfkirchen ou Pécs (Hongrie), qui contiennent *Schlothemia angulata* v. SCHLOTH., a permis à l'auteur de fixer le niveau des grès houillers de Serbie. Ce faciès se retrouve fréquemment quand on a affaire à un dépôt littoral de l'Hettangien (Scanie, Banat, Pécs, Tonkin, etc.). A Hettange et à Halberstadt, l'accumulation de plantes n'a pas été assez grande pour produire de la houille.

Il est normal de rencontrer une faune très voisine dans tous ces gisements qui se trouvaient sur l'emplacement de l'estuaire d'un fleuve où ne vivaient que des Mollusques adaptables aux milieux saumâtres.

A côté d'une espèce commune au gisement de Lorraine, à celui de Saxe et à celui de Hongrie, *Cardium Philippianum* DUNK., RODANOVIĆ a décrit les espèces suivantes :

Ampullina planoconvexa = *Ampullaria*, voisine d'*A. gracilis* TERQ. d'Hettange.

1. Note présentée à la séance du 18 février 1924.

2. La géologie de la Serbie, p. 160.

3. Ueber die unterliassische Fauna von Vrčka Čuka in Ostserbien. *Ann. géol. Pépins. Balkans*, t. V, fasc. 2, 1900, p. 60.

Ampullina semidepressa = *Ampullaria*, voisine d'*A. obtusa* DESH. d'Hettange.

Ampullina rotundata = *Ampullaria*, voisine d'*A. obtusa* DESH. d'Hettange.

Ampullina bicarinata = *Ampullaria*, voisine d'*A. carinata* TERQ., d'*A. angulata* TERQ. et d'*A. obliqua* DESH. d'Hettange.

Cerithium čukense, voisine de *C. gratum* TERQ. d'Hettange, se retrouve à Pécs (Fünfkirchen).

Cerithium acuminatum.

Idonearca infraliasica = *Cucullæa*, voisine d'*I. hettangiensis* TERQ.

Idonearca suboblonga.

Modiola parva, voisine de *M. rustica* TERQ. d'Hettange, et de *M. nitidula* DUNK. d'Halberstadt.

Lima (Plagiostoma) intermedia.

Gervilleia (Gervilleia) Pančići, forme voisine de *G. acuminata* TERQ. d'Hettange; certains exemplaires étant beaucoup moins arqués.

On ne trouve pas une seule *Cardinie*, genre si abondant dans les autres gisements.

Nous avons retrouvé dans les matériaux communiqués *Ampullina bicarinata* RODAN. et *Gervilleia Pančići* RODAN., avec les espèces suivantes :

Trigonia aff. tenuicosta Lyc., espèce de la tribu des Costatées, voisine de celle de l'Oolithe inférieure; un seul exemplaire.

Pronoela ? sp. ?, moule d'une Cythéréidée primitive.

Pleuromya unioides AG. du Lias de Goslar (Saxe) et d'Alsace; abondante.

Gresslya major AG. du Lias de Gundershoffen (Alsace), assez abondante.

Remarques sur *Gervilleia Pančići* RODAN.

Nous avons eu la chance de trouver sur nos échantillons, assez nombreux, des fragments de charnière qui nous ont permis de rapprocher l'espèce serbe du groupe de *Gervilleia aviculoides* Sow.

La formule dentaire est : $C. \frac{3-2}{3-2}$ L. $\frac{2-1}{2-1}$. Les deux cardinales visibles ici sont parallèles au bord cardinal et les deux latérales sont très allongées, également horizontales.

C'est la première fois que ce groupe est signalé dans le Lias. On le connaît, en effet, depuis le Bathonien, avec *G. acuta* Sow., jusqu'au Cénomaniens moyen, avec *G. anceps* DESH., la charnière restant sensiblement la même et la formule dentaire ne variant pas.

La section *Cultripsis* COSSM. qui présente une forme également étroite et allongée, mais plus arquée, est beaucoup plus répandue au Lias où elle semble s'éteindre. Elle apparaît au Trias

avec *Gervillella angusta* GOLDF. et *G. angulata* MÜNST. ; au Lias, *G. cultriopsis* COSSM., type de la section, de l'Hettangien de Vendée, possède une petite dent cardinale perpendiculaire au bord cardinal, et deux latérales minces et horizontales.

G. acuminata TERQ. de l'Hettangien d'Hettange n'est connue que de forme extérieure ; nous n'avons pu la retrouver dans les nombreux matériaux qui sont à Strasbourg. On ne peut donc savoir si elle appartient à la section *Cultriopsis* ou au groupe de *Gervillella aviculoides*.

Si l'on range dans le sous-genre *Gervillella*, comme l'a fait l'un de nous ¹, toutes les formes à une ou deux dents cardinales horizontales et à latérales distinctes et également horizontales, *Cultriopsis* devra rentrer dans le sous-genre *Gervillella* qui comprendra alors :

a) *Cultriopsis* Trias-Lias ; décrit plus haut.

b) *Gervillella s. str.* ou groupe de *G. aviculoides* Sow. ; charnière décrite plus haut. Lias à Cénomancien moyen.

c) Formes *Bakewellia*, 2 cardinales courtes, 1 latérale allongée. Trias, Crétacé.

d) Formes sans dents ou à 1 latérale allongée (*G. linguloides* FORBES. Néocomien).

Le sous-genre *Gervillella s. str.* comprenant les formes à dents non différenciées, perpendiculaires à la charnière ou presque.

a) *Gervillella s. str.* Jurassique et Crétacé (*G. Hartmanni* GOLDF., *G. aliformis* Sow.)

b) Section *Ensigervillella* (*G. Forbesiana* D'ORB.) Portlandien, Aptien.

c) Section *Gervillioopsis* WHITF. ou groupe de *G. solenoides* DEFR. Crétacé supérieur.

Pseudogervillella GILLET ² a été créé pour les formes intermédiaires entre les deux sous-genres précédents, à cardinales verticales et nombreuses, mais distinctes des latérales au nombre de 2 qui sont très longues et horizontales. Trias. Crétacé inférieur ³.

Callovien. Il est représenté par des quartzites à grain grossier, de couleur claire, et par des grès fins gris foncé, dont la faune indique une plus grande profondeur que celle du Lias.

ZUJOVIĆ y a cité :

Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH.

1. GILLET. Études sur les Lamellibranches néocomiens. *Mém. Soc. géol. Fr., nouv. sér.*, t. I, fasc. 3-4, 1923, 24 ; p. 41.

2. 1921. *Bull. Soc. Sc. de l'Yonne*, t. 75, p. 62. Décrite comme section, *Pseudogervillella* a été considérée comme un sous-genre distinct dans le travail déjà cité.

3. Voir le tableau de répartition des Gervillidés dans le mémoire cité p. 45.

Perisphinctes Bakeriae SOW.

Pleurotomaria striata LECKENBY

Terebratula subconiculata OPP.

Nos matériaux contiennent les deux premières espèces, la première en abondance dans les deux faciès, la seconde seulement dans le grès foncé, et avec un seul exemplaire.

Nous avons déterminé, en outre :

Perisphinctes subbakeriae D'ORB. dans les grès foncés, un seul exemplaire.

Belemnopsis aff. subhastatus ZIET. } dans la quartzite.

Belemnopsis aff. latesulcatus VOLTZ } dans la quartzite.

Ctenostreon aff. proboscidea SOW., voisine de l'espèce callovienne à 12 côtes. Un seul exemplaire usé, dans la quartzite.

Terebratula (Waldheimia) aff. algoviana OPP., dans la quartzite.

Il y a encore 3 *Perisphinctes* et un *Lytoceras* indéterminables, les premiers dans la quartzite, le second, dans le grès ¹.

1. La présence d'un certain nombre de fossiles indéterminés qui sont à l'Institut géologique de Belgrade semble indiquer une série à peu près complète du Lias au Callovien.

SUITE ET ADDITIONS A LA RÉVISION DE LA FLORE CUISIENNE DES GRÈS DE BELLEU.

PAR P. H. Fritel ¹.

Les notes suivantes peuvent être considérées comme suite et adjonctions à la revision de la flore des Grès de Belleu (Aisne), entreprise il y a plus de dix ans et restée inachevée par suite de circonstances indépendantes de notre volonté.

Nous avons pu nous rendre compte de l'insuffisance de conservation de la plupart des empreintes de la collection Watelet et de la difficulté apportée, de ce fait, à leur interprétation. Dans l'exécution de ses figures l'auteur de l'Histoire des plantes fossiles du Bassin de Paris, donne à la nervation une précision, plus apparente que réelle d'ailleurs, qui ne répond nullement à l'état des échantillons. Cette interprétation fantaisiste rend très douteuses la plupart des déterminations génériques de cet auteur.

Le nombre des espèces admises par Watelet est aussi beaucoup trop élevé, et de cent trente-huit, se réduit pour nous à une cinquantaine.

Cette étude est suivie de considérations générales sur la constitution de cette flore et sur le parti que l'on en peut tirer quant à la connaissance des conditions physiographiques qui prévalurent dans la région parisienne vers le milieu de l'époque éocène.

Sapotacites Wateleti nob.

1866. *Ficus Deshayesi* WATELET *pro parte* : Descript. pl. foss. du Bassin de Paris, p. 151, pl. 40, fig. 4 (49)².
 — ? *Dolichites Gervaisi* WATELET : *loc. cit.*, p. 239, fol. 59, fig. 4 (126).
 — *Cercis deperdita* WATELET : *loc. cit.*, p. 241, pl. 58, fig. 9 (128).

L'argile cuisienne de Silly-la-Poterie (Aisne) qui correspond exactement au niveau des grès de Belleu, nous a fourni jadis des empreintes qui, bien qu'incomplètes, rappellent certaines feuilles que Watelet rapporte à son *Ficus Deshayesi*. Il en est une, entre autres, repré-

1. Note présentée à la séance du 17 mars.

2. Les n^{os} placés entre parenthèses sont ceux sous lesquels les espèces considérées ici comme synonymes sont inscrites dans la liste générale donnée en tête de notre premier mémoire.

sentant la partie supérieure d'une feuille qui est absolument identique, tant par la taille que par la forme du sommet et la disposition des nervures principales, à celle figurée par Watelet, pl. 40, fig. 4, reproduite ici (fig. 1. A) ; mais alors que les détails de la nervation ne sont plus visibles sur l'empreinte de Belleu, contrairement à ce qu'indique la figure de Watelet, ils sont parfaitement discernables sur celle de Silly et permettent un examen beaucoup plus précis, qui nous a permis de préciser les affinités de cette espèce.

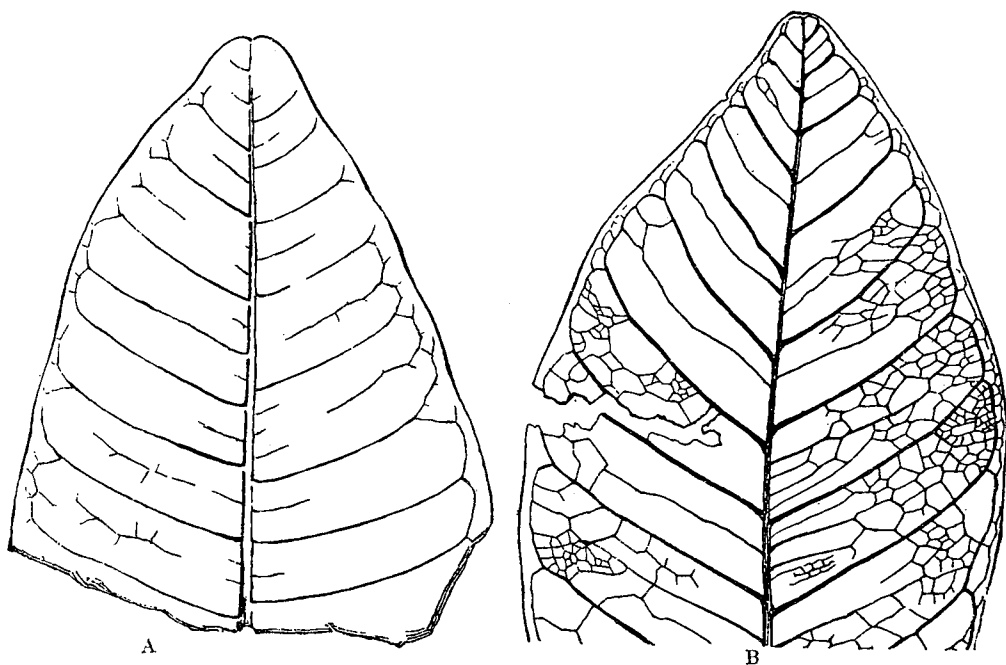


FIG. 1. A. *Sapotacites Wateleti* FRUT., sommet d'une feuille figurée par Watelet sous le nom de *Ficus Deshayesi*. B. *Sideroxylon Walkere* BAILLON, partie supérieure d'une feuille réduite de 1/3.

C'est avec certaines Sapotacées qu'elle nous a paru présenter le plus de rapports, et en particulier avec une espèce calédonienne du genre *Sideroxylon*, dont nous donnons pour comparaison une reproduction directe par autoimpression (fig. 1. B).

L'état fragmentaire des empreintes de Belleu et de Silly ne permet malheureusement pas de pousser plus loin la comparaison, aussi préférons-nous désigner ces restes sous le nom générique de *Sapotacites*.

Il y a lieu de rappeler, en outre, que l'abbé Boulay, à propos d'empreintes similaires rencontrées dans les grès à Sabalites de Saint-Saturnin (Maine-et-Loire) avait proposé la comparaison du *Ficus Deshayesi* avec un *Sersalitia* néocalédonien, de l'Herbier du Muséum, rapporté par Veillard sous le n° 2891.

Les Sapotacées semblent d'ailleurs représentées dans la flore cui-sienne par d'autres types parmi lesquels il faut ranger l'espèce suivante :

Sapotacites orthonervis (WAT.) nob.

1866. *Ficus orthonervis* WATELET : *loc. cit.*, p. 152, pl. 42, fig. 1, 2 (50).

— *Chrysophyllum juglandoideum* WATELET : *loc. cit.*, p. 205, pl. 54, fig. 1 (97).

FIG. 2, B.

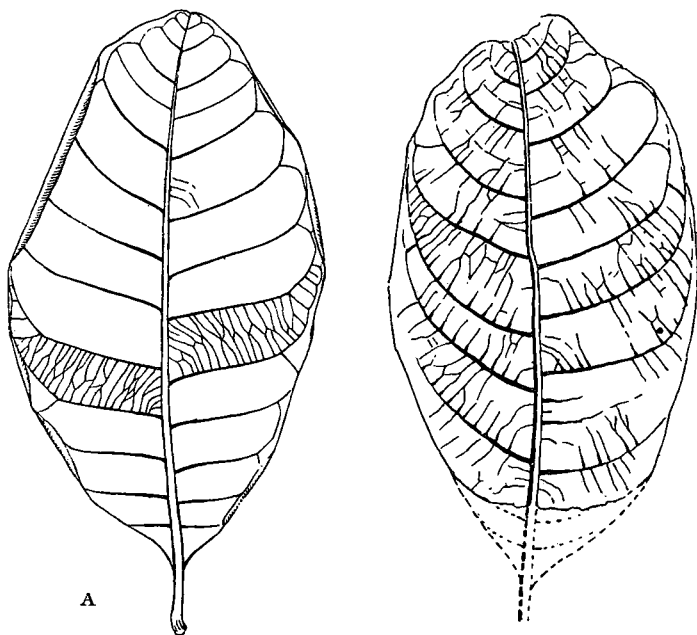


FIG. 2. A. Feuille de *Lucuma Arguacoëntium* KARST., de la Nouvelle-Grenade. B. Type du *Ficus orthonervis* WATELET, du grès de Belleu.

On serait tenté, tout d'abord, de considérer comme jeunes feuilles du *Ficus Deshayesi* WAT., les empreintes désignées sous le nom de *Ficus orthonervis* ; cependant quand on les examine avec soin, on voit qu'elles en diffèrent par des caractères assez nets. Leur taille est beaucoup plus réduite et les détails de la nervation, bien que peu visibles, permettent néanmoins de les distinguer, et de rechercher parmi les Sapotacées actuelles des termes de comparaison plus précis.

C'est ainsi que le genre *Lucuma* offre une espèce : *L. arguacoënsium* KARST., de la Nouvelle Grenade, dont les feuilles montrent avec celles du *F. orthonervis* des affinités telles qu'il nous paraît difficile de ne pas admettre l'existence, au début de l'ère tertiaire, sinon du genre *Lucuma*, au moins de la famille à laquelle ce genre appartient.

Les feuilles du *Lucuma* précité présentent sur leur face inférieure une pubescence très prononcée qui masque complètement les nervures tertiaires, ce qui semble expliquer le peu de netteté de ces nervures sur les empreintes fossiles que nous lui comparons. Le croquis ci-joint (fig. 2 A) obtenu par auto-impression laisse voir ces nervures sur des parties où nous avons préalablement fait disparaître ce feuillage de la face inférieure. On peut alors suivre le parcours des nervures des différents ordres, et constater qu'il est absolument identique à celui qui se voit sur les organes fossiles dont il est ici question.

Nous ferons remarquer, en passant, combien l'empreinte de Monte-Promina, figurée par d'Ettingshausen, sous le nom d'*Artocarpidium Ephialtae* est voisine des espèces précitées¹.

Apeibopsis Bowerbanki WATELET.

1866. WATELET, *loc. cit.*, p. 2, 19, pl. 56, fig. 12 (107).

— *Apeibopsis acuta* WAT. *loc. cit.*, p. 219, pl. 56, fig. 11 et 11^a. (108).

Nous réunirons à son *Apeibopsis Bowerbanki* (fig. 12) les organes figurés par Watelet sous le nom d'*A. acuta*, qui ne représentent qu'une déformation due à une particularité de fossilisation.

Le nombre des sillons qui ornent la surface de ces fruits est le même, la taille est identique, il est indubitable que ce sont bien là des organes ayant appartenu à une même espèce, mais dont les uns (*A. Bowerbanki*) ont conservé leur forme primitive alors que les autres (*A. acuta*) ont été fortement comprimés au moment de leur fossilisation, ce qui les fait ressembler aux fruits de l'*Ap. Laharpei* Heer, du tertiaire Suisse d'Aarwangen.

Il y a lieu de faire remarquer, en outre, combien est grande la ressemblance de l'*Apeibopsis Bowerbanki*, avec les fruits décrits par Heer sous le nom d'*Apeibopsis variabilis*, qui proviennent de l'Éocène inférieur de l'île de Wight.

Quand tous ces organes seront mieux connus, peut-être devra-t-on les réunir sous un même nom spécifique. L'état des matériaux étudiés jusqu'à ce jour n'est pas suffisant pour justifier ce rapprochement.

Grewia dubia WATELET.

1866. WATELET, *loc. cit.*, p. 222, pl. 56, fig. 7 (111).

— *Grewia gallica* WAT., *loc. cit.*, p. 221, pl. 56, fig. 8 (110).

— *Dombeyopsis Heberti*, WAT., *loc. cit.*, p. 216, pl. 55, fig. 3 (105).

Sous ces noms divers Watelet donne des figures absolument fantaisistes de feuilles en mauvais état et qui paraissent se rapporter à une forme unique. Seule l'empreinte désignée sous le nom de *Grewia dubia*, bien qu'incomplète présente encore quelques traits d'une nervation suffisamment nette pour permettre une comparaison avec des

1. ETTINGSHAUSEN. Die eocene Flora des Monte-Promina, *Denksch. d. k. k. Akad. der Wissensch. Wien.*, Bd. VIII, f. 10.

feuilles d'espèces actuelles. Parmi ces dernières, dont nous avons pu examiner un bon nombre à l'Herbier du Muséum, le *Grèwia tilixcarpa* serait celui dont les feuilles se rapprochent le plus de celles des grès de Belleu.

Sterculia Labrusca UNGER.

UNGER : FOSS. Fl. v. Sotzka, p. 45, pl. 28, fig. 1 à 11.

1866. *Sterculia Duchartrei* WATELET : *loc. cit.*, p. 223, pl. 56, fig. 3 (112).
 — — *verbinensis* WATELET : *loc. cit.*, p. 223, pl. 56, fig. 4-2.

De Saporta a déjà démontré que le *Sterculia Duchartrei* de Belleu et le *Sterculia verbinensis*, des grès de Vervins, devaient être réunis au *Sterculia Labrusca* à titre de synonymes.

Il n'y a donc pas lieu de revenir sur ce sujet. Nous ferons seulement remarquer que les empreintes qui se rapportent à cette espèce, ne sont pas très communes à Belleu et sont généralement mal conservées.

Acer Lyelli WATELET.

1866. WATELET : *loc. cit.*, p. 225, pl. 57, fig. 1, 2 (113).
 — *Liquidambar Goepperti* WATELET : *loc. cit.*, p. 166, pl. 47, fig. 4 (62).

FIG. 3, A et B.

Cette espèce est représentée dans les collections du Muséum par trois échantillons dont le moins incomplet constitue le *Liquidambar Gœpperti* de Watelet.

A l'examen des échantillons on voit de suite qu'il est impossible de séparer de ce dernier les deux autres empreintes qui représentent des organes de plus grande taille, mais se rapportant l'une à une forme large, l'autre à une forme étroite du même type.

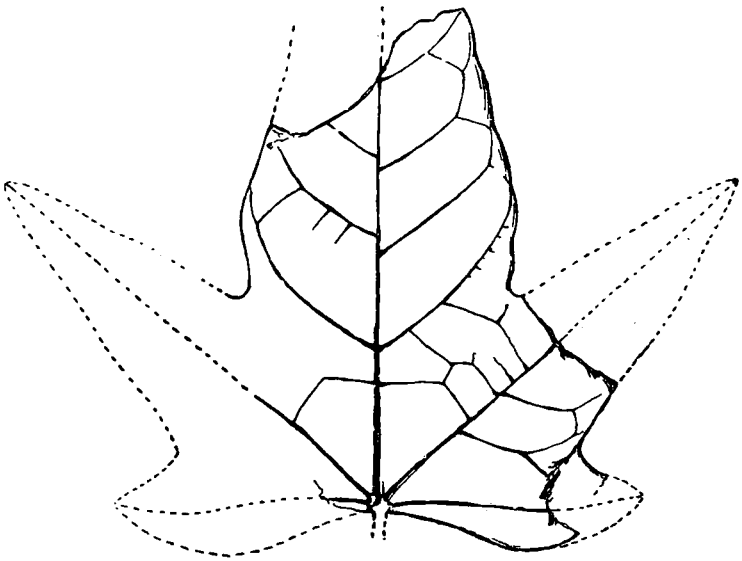
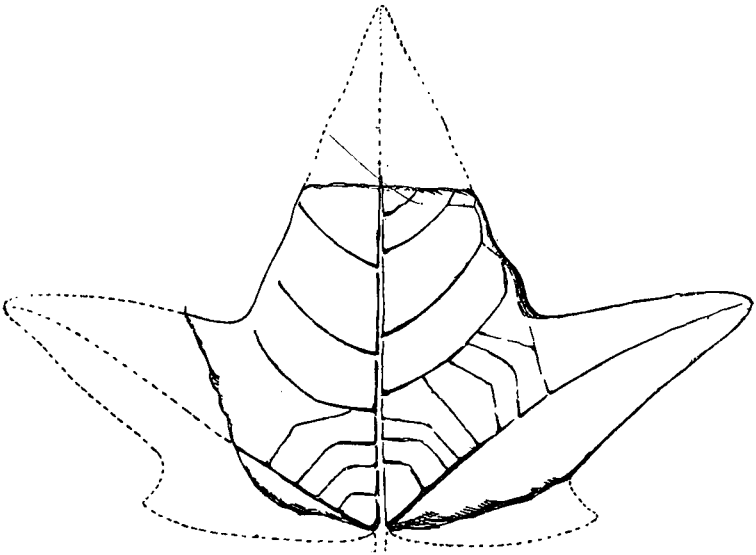
Les figures ci-jointes nous dispensent de donner une longue description qui serait d'ailleurs forcément incomplète vu l'état de conservation des empreintes.

L'*Acer Lyelli* peut être comparé dans une certaine mesure à l'*Acer sezannense* décrit par Langeron ; toutefois les échancrures profondes mais peu nombreuses qui découpent les bords de l'espèce thanétienne font ici entièrement défaut.

La ressemblance est encore plus grande si l'on compare les empreintes du grès de Belleu avec certaines feuilles, de Sézanne également, décrites par Langeron sous le nom d'*Acer laetum eocenicum*, et en particulier avec l'organe figuré par cet auteur dans la pl. III, fig. 4 de son mémoire¹, sur lequel le lobe médian est beaucoup plus développé que les autres.

Si ce rapprochement est justifié l'*Acer Lyelli* doit rentrer dans la

1. LANGERON. Contributions à l'étude de la flore fossile de Sézanne. *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, t. 13, pp. 30 et 35, pl. IV, fig. 2, et pl. III, fig. 4, (1900).



B

FIG. 3. *Acer Lyelli* WAT. — A, forme large, B, forme étroite. Du grès de Belleu. Réd. de 1/3.

section Palæoplatanoidea correspondant à la section actuelle Platanoides caractérisée par des feuilles à texture coriace et à 5-7 lobes acuminés, à bords entiers.

Jusqu'ici le grès de Belleu n'a pas fourni de samarres provenant de ce genre, il est donc impossible d'affirmer que ces feuilles appartiennent réellement à un Érable. L'existence du genre *Acer* dans les grès cuisien n'est cependant pas improbable puisqu'il se montre déjà à Sézanne d'une manière indubitable.

Anacardites bifurcum WATELET. *nob.*

1866. *Quercus bifurca* WATELET : *loc. cit.*, p. 138, pl. 35, fig. 9 (38).

A notre avis il est extrêmement douteux que l'empreinte de Pernant (Aisne) décrite par Watelet sous le nom de *Quercus bifurca*, appartienne réellement à ce genre. Les Anacardiacees paraissent fournir des termes de comparaison beaucoup plus voisins. Nous citerons plusieurs *Anaphrenium* et en particulier l'*A. abyssinicum* HOCST., d'Abyssinie.

Bien qu'en général les feuilles de cette espèce soient oblongues et relativement plus larges, il existe dans l'Herbier du Muséum, une variété dont les feuilles reproduisent l'organe fossile avec une grande fidélité ; cependant sur ce dernier, l'écartement des nervures secondaires est plus grand que sur les feuilles de l'espèce actuelle.

Ce n'est pas d'ailleurs sans quelques réserves que nous faisons ce rapprochement, l'état de l'empreinte de Pernant ne permettant pas une étude suffisamment précise des détails de la nervation, la médiane, et les secondaires étant seules fortement exprimées.

Anacardites juglandoideum (WAT.) *nob.*

1866. *Chrysophyllum juglandoideum* WATELET : *loc. cit.*, p. 205, pl. 54 fig. 1 (97).

FIG. 4.

La reconstitution du pétiole, indiquée sur la figure de Watelet peut laisser croire à la connexion des deux feuilles conservées sur le même bloc de grès. En réalité le pétiole fait défaut et la plus petite de ces deux feuilles montre une nervation toute différente de celle que l'on voit, assez mal d'ailleurs, sur la plus grande. Sur celle-ci on ne distingue, en effet, que les nervures secondaires, émises par la primaire sous un angle très ouvert et se bifurquant à leur extrémité. Ces nervures qui devaient être en partie noyées dans le parenchyme, ne sont visibles que sur un côté du limbe, contrairement à ce qu'indique la figure de Watelet. Quant au fin raseau veineux que cet auteur dit avoir vu, par places, à la surface de cette empreinte, et qu'il compare à celui que l'on remarque sur la feuille figurée par Heer sous le nom de *Chrysophyllum reticulosum*¹, c'est en vain que l'on en chercherait

1. HEER. Beitr. zur nähern Kenntniss d. Sächsisch-thüringischen Braunkohlenflora, p. 19, pl. IX, fig. 14-16.

la présence, le grain grossier n'en ayant certainement pas permis la conservation. Il n'y a donc pas lieu de s'arrêter à la comparaison faite par Watelet, de son espèce avec celle de Heer.

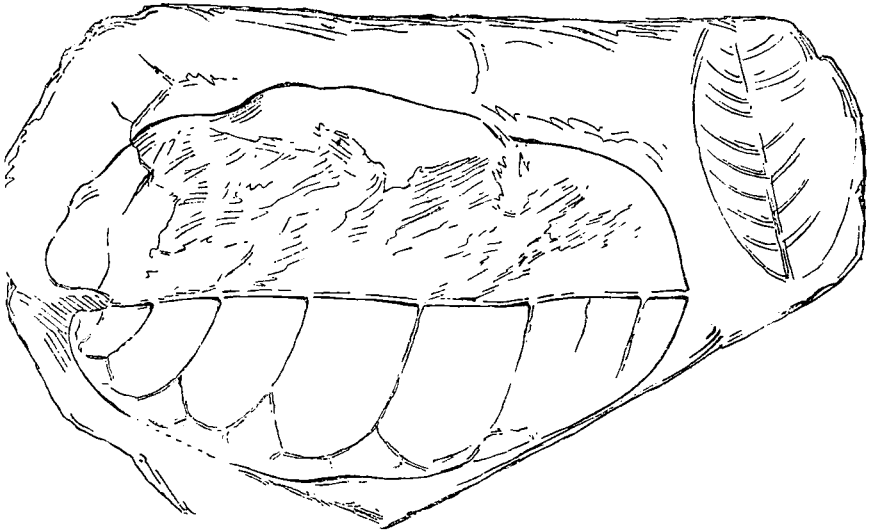


FIG. 4. *Chrysophyllum juglandoideum* WAT. Échant. type du grès de Belleu. Gr. nat.

Les Anacardiées offrent, au contraire, un certain nombre de formes qui peuvent être comparées dans une certaine mesure à l'empreinte des grès de Belleu, on peut citer entre autres plusieurs *Rhus*, *Spondias* et *Anacardium* et parmi ces derniers, plus particulièrement les feuilles étroites de l'*A. occidentale* L. répandu dans toute l'Amérique tropicale (fig. 5).

Cupanites parallelinervis (WATELET) nob.

1866. *Quercus parallelinervis* WATELET : loc. cit., p. 137. pl. 35, fig. 4, (36).

Le *Q. parallelinervis* de Watelet peut être comparé aux feuilles de certains *Cupania* actuels, parmi lesquels nous citerons plus particulièrement *Cupania glabra* SWARTZ, des Antilles et un *Cupania* sp. du Pérou (Herb. Mus. Paris, Spruc n° 4412).

Nous donnons ci-joint (fig. 6) le croquis d'une feuille appartenant à la première de ces deux espèces. Ce dessin obtenu par autoimpression, met en évidence les rapports qui existent entre cette espèce et l'empreinte yprésienne.

L'organe fossile ne se distingue guère du vivant que par sa forme générale plus allongée, plus rétrécie à la base et moins élargie au sommet.

De plus les dents marginales qui, sur l'espèce actuelle, occupent tout le pourtour du limbe ne sont visibles, sur l'empreinte de Belleu, qu'à la partie supérieure de celui-ci, et encore n'en les discerne-t-on qu'assez mal à cause de la grossièreté du grain de la roche encaissante.

Quant aux détails de la nervation ils paraissent concorder assez exactement, les nervures du deuxième et troisième ordre ayant un

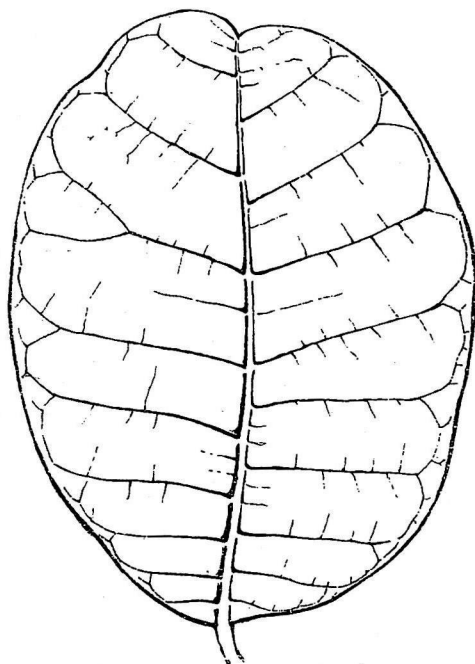


FIG. 5. *Anacardium occidentale* L. de l'Amériq. trop. Gr. nat.

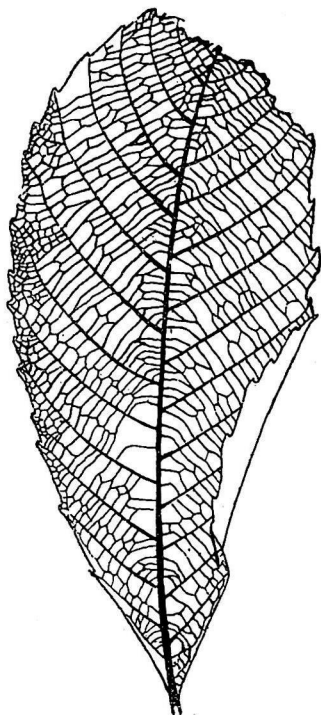


FIG. 6. Feuille du *Cupania glabra* SWARTZ, des Antilles.

parcours absolument identique, comme on peut en juger sur certains points de l'empreinte où ce réseau a été conservé.

Nous croyons donc pouvoir inscrire, sans trop d'in vraisemblance, le fossile de Belleu sous le nom générique de *Cupanites*.

Ficus Deshayesi WATELET.

1866. *Ficus Deshayesi* WATELET : *loc. cit.*, pl. 39; pl. 40, fig. 1 et 2 non 3 et 4 (49).

Nous ne laissons sous ce nom que les très grandes feuilles représentées par Watelet dans sa pl. 39 et par les fig. 1 et 2 de la pl. 40,

à l'exclusion des autres qui doivent être réunies au *Ficus axonensis* de Watelet, sous le nom générique de *Protoficus*, comme on le verra plus loin.

Le *Ficus Deshayesi*, tel que nous le comprenons, présente des feuilles de très grande taille, épaisses, à bords simples et également atténuées au sommet et à la base. L'une des feuilles représentées par Watelet (pl. 39), si elle était complète, ne mesurerait pas moins de 35 centimètres de hauteur, le pétiole non compris, avec une largeur de près de 15 centimètres en son milieu. Des feuilles du grès à *Sabalites* de Saint-Saturnin (Maine-et-Loire) rapportées à cette espèce

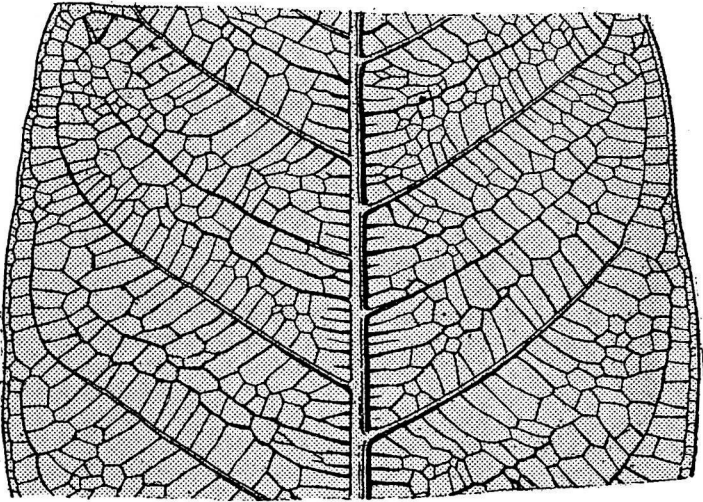


FIG. 7. *Ficus ferruginea*. — Portion de feuille de Gr. nat.

par l'abbé Boulay, quoi qu'un peu moins grandes, mesurent encore 11 centimètres de largeur et la moins incomplète dépasse 30 cent. de longueur, la base se rétrécissant comme sur la fig. 2 de la pl. 40 du mémoire de Watelet.

Ce dernier compare le *F. Deshayesi* au *F. infernalis* de Visiani et Massalongo et au *F. Morloti* d'UNGER, qui ne sont connus que par des empreintes trop incomplètes pour qu'il soit possible de faire un rapprochement certain. Il rappelle également le *Ficus Marionii* LAUR. de Célas, mais sous de bien plus grandes dimensions. Parmi les espèces actuelles du genre *Ficus*, les termes de comparaison sont assez nombreux, nous mentionnerons particulièrement le *F. ferruginea* LAMARCK. (fig. 7) et de son côté Watelet signale un *Ficus* sans nom, de Manille, vu dans l'Herbier du Muséum, et qui au dire de cet auteur, aurait avec les empreintes de Belleu les rapports les plus certains.

Ficus juglandoides (WATELET.) nob.

1866. *Banisteria juglandoides* WATELET: *loc. cit.*, p. 286, pl. 56, fig. 6 (114).
 — *Artocarpidium ovalifolium* WATELET: *loc. cit.*, p. 162, pl. 46, fig. 5 (61).

FIG. 8 et 9.

En ce qui concerne cette empreinte la détermination générique adoptée par Watelet n'est basée que sur sa prétendue ressemblance

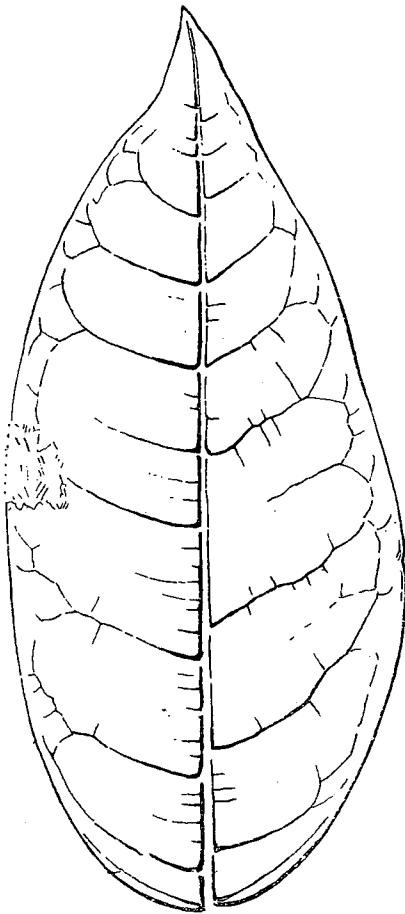


FIG. 8. *F. juglandoides*. — Type du *Banisteria juglandoides* de Watelet. Gr. nat.

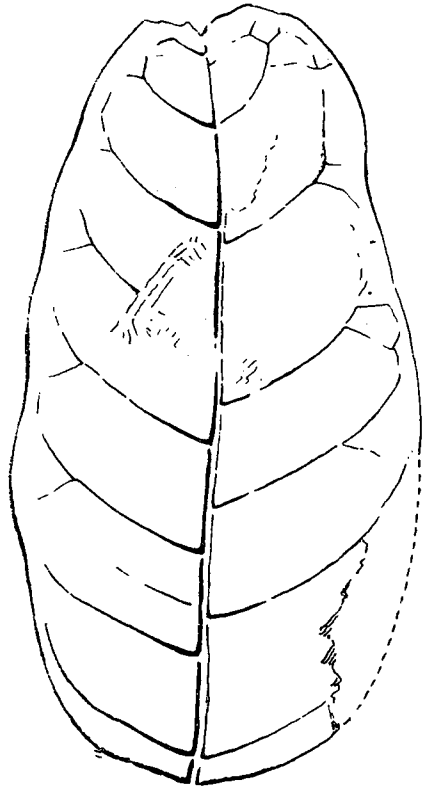


FIG. 9. *F. juglandoides*. — Type de l'*Artocarpidium ovalifolium* de Watelet.

avec le *Banisteria helvetica* de Heer¹. Or si l'on compare cette dernière espèce avec l'échantillon même des grès de Belleu dont la figure

1. HEER. Flora tertiaria Helvetiae, t. III, p. 65, pl. 121, fig. 8.

ci-jointe (fig. 8) reproduit l'aspect, on ne trouve, à part la forme du contour, que bien peu de ressemblance entre ces deux organes. Dans l'espèce cuisienne les nervures secondaires sont moins nombreuses

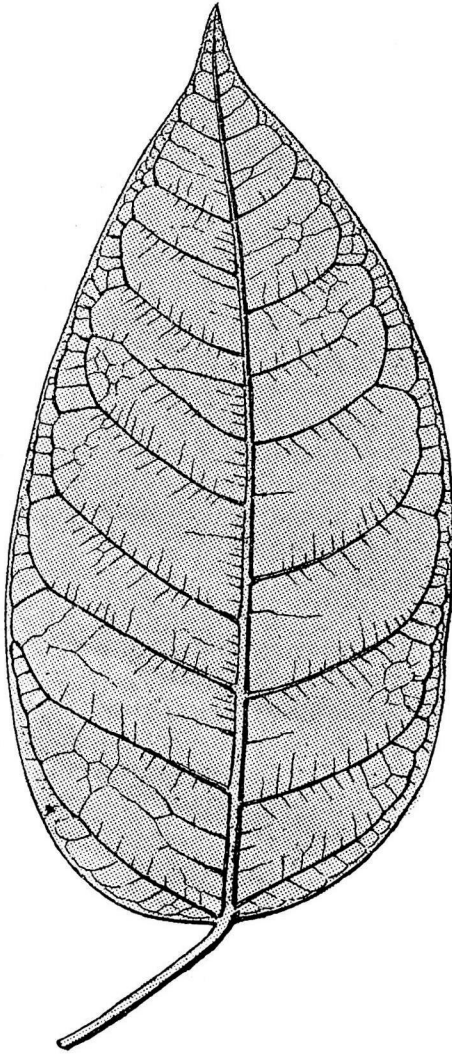


FIG. 10. *Ficus venosa* Ait. des Indes occidentales.

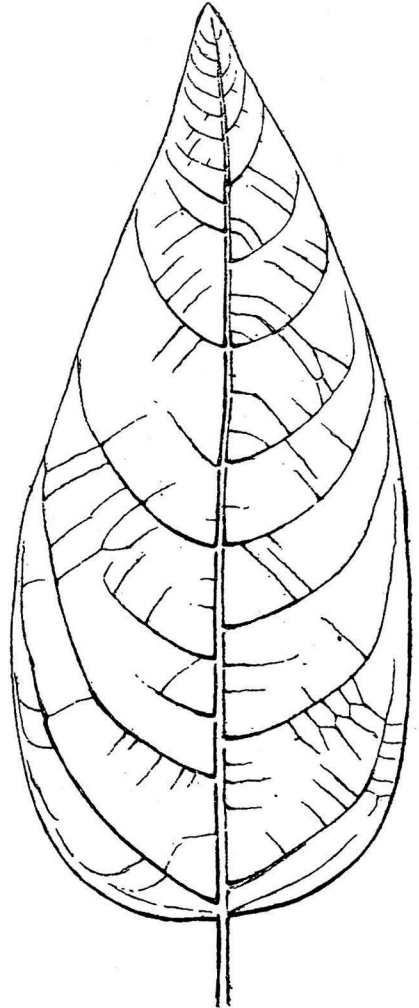


FIG. 11. Type du *Juglans Brongniarti*, Watelet. Gr. nat.

émises sous un angle beaucoup plus ouvert et non recourbées, ascendantes comme dans l'espèce suisse. De plus les nervures de 3^e ordre, bien que représentées sur la figure de Watelet font entièrement défaut sur l'échantillon type.

30 octobre 1924.

Bull. Soc. géol. Fr. (4). XXIV. — 11.

Nous considérons ce dernier comme beaucoup plus voisin de certains *Ficus*, tel que *F. venosa* que nous donnons (fig. 10) comme terme de comparaison, tant par sa taille et la forme de son contour, que par le nombre et la direction des nervures secondaires, et certains indices fournis par les traces du réseau tertiaire.

Il faut joindre aussi au *Ficus juglandoides*, l'*Artocarpidium ovalifolium* de Watelet, assez mauvaise empreinte d'ailleurs, reproduite ici fig. 9, ainsi que le *Juglans Brongniarti* WAT. représenté fig. 11.

Protoficus axonensis (WATELET) nob.

1866. *Ficus axonensis* WATELET *loc. cit.*, p. 153, pl. 43., fig. 1 (51).

— — *Deshayesi*, pro. parte WATELET *loc. cit.*, pl. 40, fig. 3 et pl. 41, fig. 1 (49).

— — ? *indeterminata* WATELET, *loc. cit.*, p. 159, pl. 45, fig. 2 (58).

FIG. 12.

Les feuilles inscrites par Watelet sous le nom de *F. Deshayesi* sont assez variables quant à leur taille et à la forme de leur contour. Nous avons montré que quelques-unes d'entre elles pouvaient être comparées à certaines Sapotacées. Il en est d'autres (pl. 40, fig. 3 et pl. 41, fig. 1 du mémoire de Watelet) qui paraissent extrêmement voisines des feuilles du travertin de Sézanne, décrites par de Saporta sous le nom de *Protoficus sezannensis* et *Pr. insignis*, et constituant en quelque sorte un type intermédiaire entre ces deux dernières. La nervation étant assez mal conservée sur les empreintes du grès de Belleu, l'analyse de leurs caractères ne peut être poussée bien loin, cependant par le galbe général, par la disposition et le nombre des nervures principales, et leur force relative, ces feuilles présentent de telles analogies avec les espèces thanétiennes qu'il semble possible d'admettre que le *Ficus* de Belleu n'est qu'un type représentatif, dans la flore cuisienne des *Protoficus* de Sézanne. On peut donc inscrire sous le même nom générique, d'une part les feuilles décrites par Watelet sous le nom de *Ficus axonensis*, et les plus étroites de celles qu'il rapporte au *F. Deshayesi*, en y joignant également, l'organe incomplet qu'il désigne sous le nom de *F. indeterminata*.

Parmi les espèces actuelles du genre *Ficus* pouvant être prise, comme termes de comparaison il faut citer les *F. ferruginea* LMK s *F. fulva*, *F. nobilis* et plus particulièrement le *Ficus laurifolia* HORT., espèce assez variable quant à la forme générale et aux caractères tirés de la nervation, lesquels diffèrent parfois d'une manière très sensible sur les feuilles provenant d'un même individu.

Laurus (? *Persea*) *suessionensis* WATELET, nob.

1866. *Populus suessionensis* WATELET : *loc. cit.*, p. 169, pl. 48, fig. 2 et 3 (64).

FIG. 13.

Feuilles de grande taille mais incomplètes. Mal figurés par Watelet les échantillons qui lui ont servi de modèles portent dans la collection

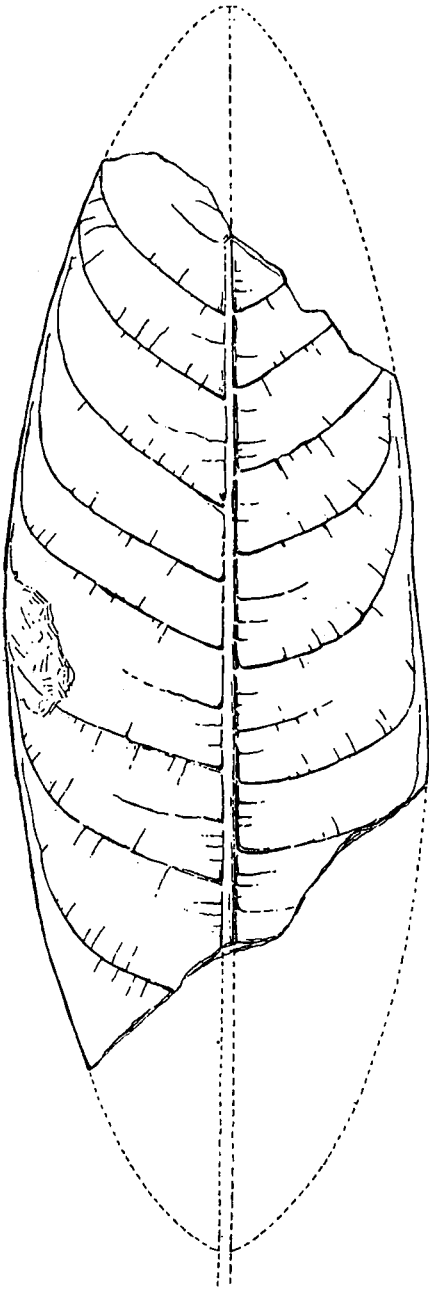


FIG. 12. *Protoficus aronensis*
(Wat.). Réd. de 1/3.

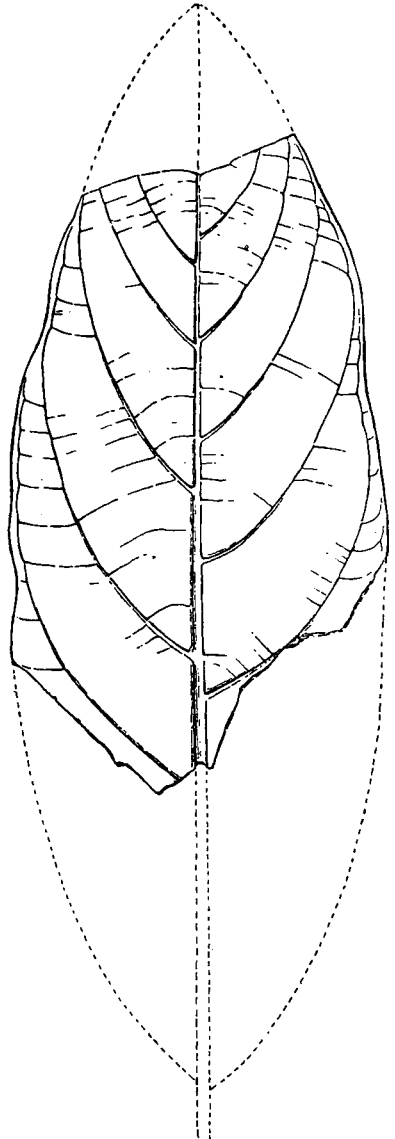


FIG. 13. *Laurus suessionensis* WAT. sp.
Échantillon type de la fig. 2 de Watelet.
Réd. de 1/2.

du Muséum les n^{os} 7949 (229 Wat.) correspondant à la fig. 2 et 7950 (229 Wat.) pour la fig. 3. Ces feuilles sont mutilées à la base et au sommet mais laissent cependant voir qu'elles sont ovales lancéolées dans leur ensemble. L'une des empreintes a ses bords roulés sur eux-mêmes dans la partie supérieure, ce qui la fait paraître plus brusquement atténuée au sommet, toutes deux ont les bords simples mais largement ondulés et correspondent bien au même type.

La nervure médiane est très forte ; les nervures secondaires sont régulièrement courbées et fortement ascendantes, éparses et reliées entre elles vers leur extrémité par une série d'arceaux régulièrement décroissants. Les nervures tertiaires ne sont plus visibles qu'en certains points, elles sont transverses, généralement simples, et plus ou moins coudées.

Rien dans leur aspect ne semble justifier l'attribution générique de Watelet qui d'ailleurs conservait quelque doute à cet égard. Par leur taille, par la forme de leur contour, par l'épaisseur de la nervure médiane, ces feuilles se rapprochent beaucoup de celles que de Saporta a figurées dans la flore de Sézanne sous le nom de *Laurus* (*Parsea* ?) *Delessei* et qu'il compare au *Persea gratissima* actuel, mais qui en diffère cependant par sa plus grande taille et la plus grande épaisseur de la nervure médiane. Il n'est pas douteux que les empreintes de Belleu représentent un descendant direct de l'espèce thanétienne, sous des dimensions encore plus grandes mais dont la nervation ne présente pas de différences bien importantes. Nous proposons donc d'inscrire les feuilles de Belleu sous le nom de *Laurus* (*Persea* ?) *suessionensis* (WAT.).

Les Légumineuses sont incontestablement représentées dans la flore cuisienne, néanmoins il y a lieu d'écarter de la liste donnée par Watelet les espèces représentées par de simples folioles, l'état de conservation de ces restes étant insuffisant. Il n'en est pas de même pour celles qui sont constituées par des légumes, bien que leur nombre ait été exagéré et qu'il dût être réduit aux espèces suivantes :

Leguminosites Brongniarti (WAT.) nob.

1866. *Acacia Brongniarti* WAT. : *loc. cit.*, p. 246, pl. 60, fig. 1-3 (135).
 — *Acacia Saportae* WAT. : *loc. cit.*, p. 246, pl. 59, fig. 6-12 (136).
 — *Entada dubia* WATELET : *loc. cit.*, p. 246, pl. 60, fig. 5 (134).

FIG. 14. A.-B.-C.

Sous le nom unique de *Leguminosites Brongniarti* nous réunissons les grands légumes lisses ou sillonnés que Watelet distingue sous les noms d'*Acacia Brongniarti* et d'*Acacia Saportae*.

Ces légumes peuvent atteindre 20 cent. de longueur avec une largeur moyenne d'environ 25 mm.

Ils sont droits ou falciformes et leur surface est lisse ou sillonnée

1. HEER. Fl. tert. helvet., t. III, p. 108, pl. 133, fig. 55.

de veinules capricieusement enchevêtrées, flexueuses, ramifiées, formant sur toute la longueur de l'organe un réseau à mailles irrégulières.

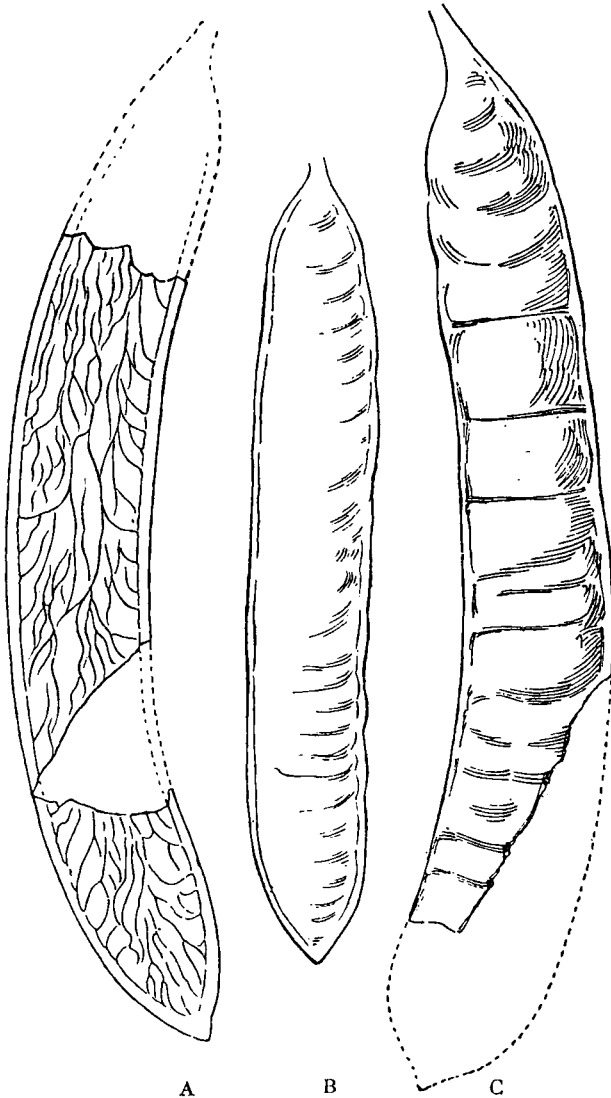


FIG. 14. A. B. C. *Leguminosites Brongniarti* WAT. nob. A. Légume reconstitué à l'aide des fragments figurés par Watelet sous le nom d'*Acacia Saportæ*. B. C. Légumes typiques de l'*Acacia Brongniarti* de Watelet. Ces figures sont réduites aux $\frac{2}{3}$ de la grandeur naturelle.

allongées longitudinalement. On ne peut invoquer comme caractère spécifique la présence ou l'absence de ce réseau, ce fait résultant d'une simple particularité de fossilisation de l'organe.

C'est avec certaines espèces du genre *Gleditschia* que les fossiles de Belleu nous paraissent avoir le plus de ressemblance. C'est ainsi que les Légumes figurés par Watelet sous les noms d'*Acacia Brongniarti* et d'*A. Saportæ* peuvent être mis en parallèle avec ceux des *Gleditschia triancanthus* et *G. texana* actuels du Texas.

Leguminosites eocenicum (WAT.) nob.

1866. *Trigonella eocenica* WATELET : loc. cit., p. 239, pl. 59, fig. 5 (125).
— *Acacia lævigata* WATELET : loc. cit., p. 247, pl. 60, fig. 7 (137).

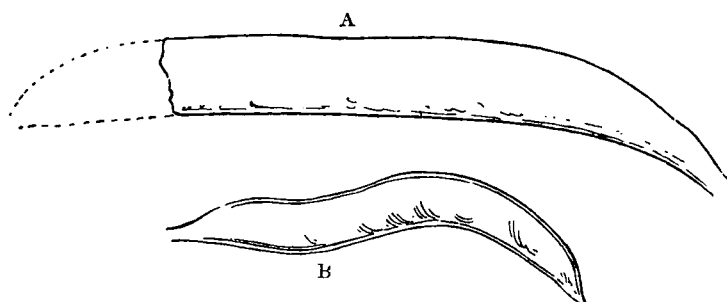


FIG. 15. *Leguminosites eocenicum* (WAT.) nob. A. Type du *Trigonella eocenica* de Watelet. B. Type de l'*Acacia lævigata* de Watelet. Figures réduites au 3/4 de grandeur naturelle.

Sous le nom de *Leguminosites eocenicum* nous réunirons deux organes différant par la taille mais dont la forme est identique, abstraction faite de la déformation accidentelle qui affecte l'un d'eux.

Le plus grand pouvait atteindre 140 mm. de longueur avec une largeur de 15 mm. environ ; l'autre, plus petit, ne mesure que 85 mm. avec une largeur de 9 mm., le rapport de la largeur à la longueur restant sensiblement le même dans ces deux légumes qui sont surlinéaires, légèrement atténués vers la partie pédonculaire et acuminés à l'autre extrémité. Le bord dorsal est légèrement concave vers la base de l'organe et le bord ventral convexe aux deux extrémités.

L'état de conservation des empreintes ne permet pas de préciser le genre auquel peuvent être rapportés ces légumes, à l'un desquels Watelet applique arbitrairement le nom d'*Acacia lævigata* alors qu'il désigne l'autre sous le nom de *Trigonella eocenica* n'appuyant cette détermination d'aucune raison, mais vraisemblablement à cause de sa vague ressemblance avec une espèce d'Oeningen figurée par Heer sous le nom de *Trigonella Seyfriedii*¹.

Nous croyons préférable de les réunir en les inscrivant sous le

1. HEER. Fl. tert. helv., t. III, p. 99, pl. 132, fig. 53.

simple nom de *Leguminosites*, plus en rapport avec leur signification peu précise.

Leguminosites Desnoyersi (WAT.) nob.

1866. *Acacia Desnoyersi* WATELET : loc. cit., p. 247, pl. 60, fig. 8 (138).

— *Leguminosites* sp. WATELET : loc. cit., p. 247, pl. 60, fig. 13.

FIG. 16. A. B.

L'organe représenté par la fig. 13 de la pl. 60 de l'atlas de Watelet est inséparable de celui qu'il figure sous le nom d'*Acacia Desnoyersi*

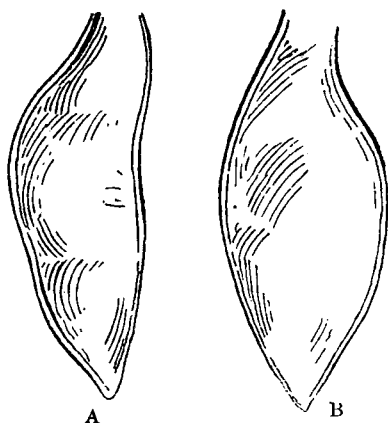
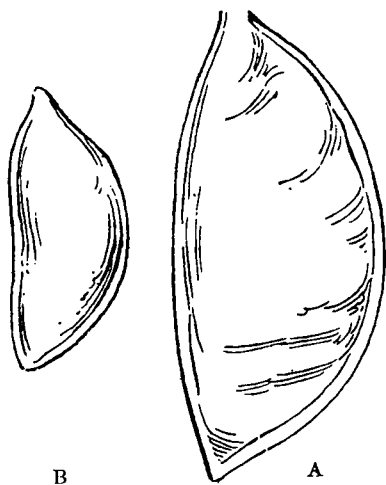


FIG. 16. *Leguminosites Desnoyersi* WAT. sp. A. Type de l'*Acacia Desnoyersi* de WATELET. B. Type du *Leguminosites* sans nom figuré par WATELET : pl. 60, fig. 13.— Gr. nat.

FIG. 17. *Leguminosites ventricosum* WAT. sp. A. Type de *Cæsalpinia ventricosa* WAT. B. Type du *Leguminosites* sans nom figuré par WATELET, pl. 60, fig. 14. Gr. nat.

qui ne diffère du premier que par ses dimensions plus fortes, la forme étant absolument identique.

Ces légumes sont semi-lunaires, atténués en pointe aux deux extrémités, leurs dimensions respectives sont les suivantes : pour le plus grand : longueur 65 mm., largeur 30 ; pour le plus petit : longueur 40 mm., largeur 16 mm.

Par leurs caractères, ces légumes correspondent à la diagnose du *Gledistchia axonensis* de Watelet alors que la figure consacrée à ce dernier est en désaccord complet avec cette diagnose.

Comme on le verra plus loin Watelet compare cette dernière espèce aux légumes du *Gledistchia monosperma* WALT. actuel, de la Floride.

Leguminosites ventricosum (WAT.) nob.

1866. *Caesalpinia ventricosa* WATELET : loc. cit., p. 244, pl. 60, fig. 9 (132)
 — *Leguminosites* sp., WATELET : loc. cit., p. 247, pl. 60, fig. 15.

FIG. 17, A. B.

Nous réunissons au *Caesalpinia ventricosa* de Watelet le légume figuré par cet auteur dans sa planche 60, sous le n° 14.

Le premier de ces deux fruits est comparé à celui du *C. gallica*, de Heer¹ espèce de Menat avec lequel d'ailleurs il n'a que des rapports très éloignés de forme et de dimension. La figure de Heer étant elle-même très insuffisante pour baser une bonne détermination.

Par contre Watelet ne fait aucune comparaison avec les formes actuelles du genre auquel il rapporte ce fossile. A notre avis l'état des empreintes ne permet aucune interprétation sérieuse. C'est pourquoi nous préférons inscrire ces fossiles sous le nom beaucoup moins significatif de *Leguminosites*.

Leguminosites gymnocladoides nob.

Nous désignerons sous ce nom le légume représenté par la fig. 15

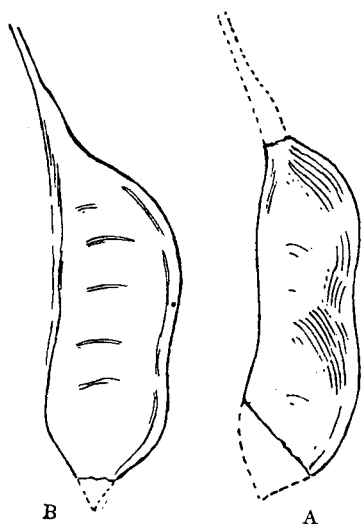


FIG. 18. A. Empreinte du type du *Leguminosites gymnocladoides* FRITEL. B. Légume du *Gymnocladus macrocarpa* (d'après DE SAPORTA). Gr. nat.

de la pl. 60 du travail de Watelet, que nous avons pu compléter par l'examen d'empreintes inédites, parce qu'il nous paraît, dans son ensemble, assez voisin de l'organe provenant de l'Aquitanien de Manosque, décrit par de Saporta sous le nom de *Gymnocladus macrocarpa*, et comme on peut s'en rendre compte par l'examen des figures ci-contre. Mais vu l'absence de tout détail sur les empreintes du grès de Belleu, il est impossible de dire si ces légumes ont réellement appartenu au genre *Gymnocladus* et ce n'est donc pas sans faire quelques réserves, que nous proposons cette interprétation des fossiles yprésiens.

Peut-être pourrait-on, en partie, réunir à ceux-ci les légumes attribués à l'espèce précédente, et en particulier le fruit figuré par

Watelet (pl. 60, fig. 9) sous le nom de *Caesalpinia ventricosa*.

1. HEER. Fl. tert. helv., t. III, p. 108 et 313 (en note), pl. 133, fig. 24.

Leguminosites axonensis (WAT.) nob.

1866. *Gleditschia axonensis* WATELET; *loc. cit.*, p. 242, pl. 60, fig. 6 (130).

FIG. 19.

« Légume très comprimé, subovale, dilaté en arc de cercle d'un côté et presque rectiligne de l'autre. Sommet aigu et partie inférieure formant un pédoncule large et court. »

Tels sont les caractères que Watelet assigne à son *Gleditschia axonensis* auquel il trouve de nombreux points de ressemblance avec les légumes du *G. monosperma* WALT. de la Floride.

Or, si l'on compare la diagnose à la figure, on voit qu'elle ne correspond nullement à cette dernière qui représente un organe suborbiculaire rétréci à la base en un court pédoncule et se terminant au sommet par une pointe mousse légèrement rejetée de côté.

Cette forme nous paraît très voisine du *Copaifera Kymeneae* UNGER, de l'Aquitainien de Koumi (Éubéq), et du *C. radobojana* UNG. de Radoboj, mais elle serait plus grande que ces deux dernières.

Il convient de faire remarquer que la diagnose dont nous venons de rappeler les termes s'applique au contraire assez bien aux légumes mentionnés plus haut et auxquels Watelet avait assigné le nom d'*Acacia Desnoyersi* sans toutefois donner les raisons qui lui avaient fait choisir cette détermination générique.

Schenk¹ exprime l'opinion que ces deux espèces ne sont peut-être que des restes de gousses atrophiées; nous ne partageons point cette manière de voir et nous considérons celles-ci, ainsi que le *Leguminosites axonensis*, comme organes complets pouvant être comparés aux gousses d'espèces actuelles du genre *Copaifera*,

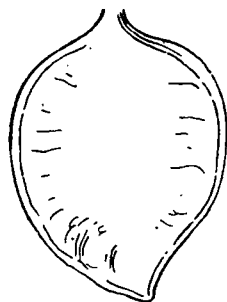


FIG. 19. *Leguminosites axonensis* WAT. sp. Type du *Gleditschia axonensis* de WATELET. Gr. nat.

Gleditschites dubium (WAT.) nob.

1866. *Entada dubia* WATELET; *loc. cit.*, p. 245, pl. 60, fig. 5.

FIG. 20. A.

Watelet rapporte ce légume au genre *Entada* à cause de sa vague ressemblance avec une forme aquitainienne décrite par Unger sous le nom d'*Entada primogenita*².

La ressemblance n'est pas moins grande quand on compare le fossile d'une part à l'espèce helvétique décrite par Weber, sous le nom de

1. SCHENK in ZITTEL. Traité de Paléont., t. V, p. 685.

2. UNGER. Syll. plant. foss., II, p. 36, pl. XI, fig. 2c.

Gleditschia WESSELI, figurée par Heer¹ et d'autre part au *Gleditsiophyllum fructuosum* BERRY² des couches de Wilcox qui se placent sur le même niveau stratigraphique que les grès de Belleu.

Nous donnons (fig. 20) la reproduction de ces organes pour comparaison, sans pouvoir affirmer leur parfaite identité vu leur mauvais état de conservation.

En résumé, les légumes recueillis dans les grès de Belleu se réduisent à sept types qu'il est difficile d'assimiler à des formes actuelles vu le mauvais état de conservation de ces organes.

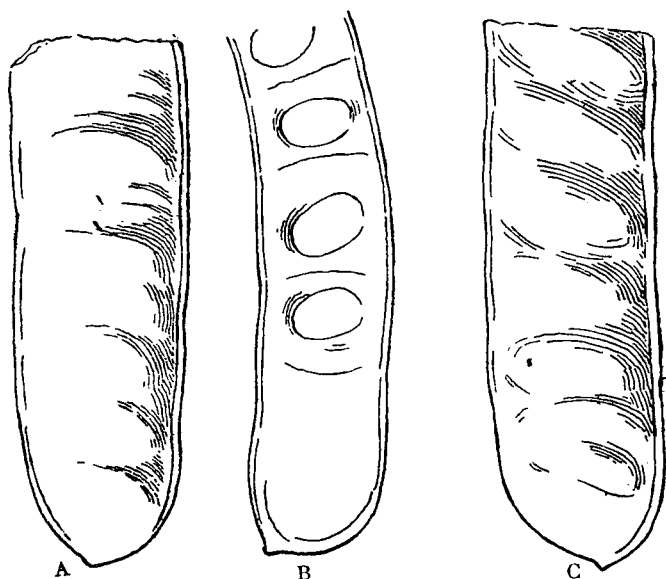


FIG. 20. *Gleditschites dubium* WAT. sp.

A. Type de *Entada dubia* WATELET d'après WATELET. — B. Type de *Gleditschia Wesseli* WEBER d'après HEER. — C. Type de *Gleditsiophyllum fructuosum* BERRY. Gr. nat.

Ces sept espèces sont les suivantes : *Acacia Brongniarti*, *Leguminosites eocenicum*, *L. Desnoyersi*, *L. ventricosum*, *L. axonensis*, *L. gymnocladoïdes*, *Gleditschites dubium*.

Quant à l'empreinte signalée par Watelet sous le nom de *Mezoneurum dimidiatum* sa signification est nulle ; l'auteur lui-même hésite beaucoup à la rapporter à ce genre, mais la compare néanmoins au *M. radobojanum* d'UNGER. En fait l'examen de l'échantillon type fait douter qu'il s'agisse là d'une empreinte de Légumineuse.

Nous ferons la même réserve pour les restes considérés par Watelet comme folioles et attribués par lui à cette même famille.

1. HEER. *Loc. cit.*, t. III, p. 108, pl.133, fig. 56.

2. Ed. BERRY. *The Lower Eocene floras north America*, p. 240, pl. LI, fig. 7 (1916).

Parmi les espèces énumérées dans la longue liste de Watelet il en est qui échappent à toute détermination, les empreintes qui s'y rapportent étant trop incomplètes ou ne présentant que des caractères insuffisants pour assurer une détermination générique satisfaisante. Ce sont les suivantes :

[30] *Alnus propinqua*, [34] *Quercus spatula*, [37] *Quercus divergens*, [40] *Quercus paucinervis*, [55] *Ficus cuspidata*. La détermination générique de tous ces restes est donc absolument arbitraire.

Les empreintes inscrites sous les nos [68] *Salix falcifolia*, [72] *Cinnamomum paucinervium*, [87] *Laurus attenuata*, [85] *Laurus enervis*, [96] *Apocynophyllum Lamberti*, [104] *Magnolia prisca*, [114] *Juglans caryoides*, [119] *Carya juglandoidea* et [120] *Carya crebrinervia*, sont dans le même cas ; les deux dernières appartiennent d'ailleurs à un type unique. Quant aux [122] *Terminalia obtusa*, [124] *Pirus Plutoni*, [127] *Piscidia protogea*, [129] *Cercis dubia* et [131] *Cæsalpinia belenensis*, ils se rapportent à des empreintes absolument insignifiantes.

De l'avis de Schenk, le fruit désigné sous le nom d'*Ulmus ovata* [46] ne peut que difficilement être attribué à ce genre. Il en est de même pour l'organe rapporté à l'*Anona altenburgensis* d'UNGER [183], par simple comparaison avec la figure du *Chloris protogea*.

C'est également à une vague ressemblance avec le *Terminalia eocenica* d'UNGER, quant au contour et aux proportions, qu'est due la détermination du [122] *Terminalia obtusa* Wat., mauvaise empreinte qui, contrairement à ce qu'indique la figure qui en est donnée, ne présente aucune trace de nervation, d'où impossibilité de dire à quel genre cette feuille a pu appartenir.

On doit encore éliminer de la flore cuisienne le calice désigné sous le nom de *Diospyros axonensis* Wat. [99] bien que la détermination générique de cet organe soit exacte, mais parce qu'il est inclus dans un grès d'âge sparnacien dont nous avons déjà parlé à plusieurs reprises. Les restes décrits sous le nom d'*Andromed Heeri* [101] sont dans le même cas et ne peuvent, pour la même raison, trouver place ici.

A la suite des modifications assez nombreuses apportées antérieurement aux déterminations de Watelet et comme conclusion à notre étude sur la flore des grès de Belleu nous croyons devoir substituer à la liste de cet auteur, reproduite en tête de notre premier travail, un ensemble beaucoup moins riche, il est vrai, mais n'en donnant pas moins une idée beaucoup plus exacte

de l'état de la végétation dans la région parisienne lors du dépôt des grès yprésiens.

Cet ensemble comprend les espèces suivantes :

CRYPTOGAMES

Tœnitiles crassicosatus (WAT.) nob.

PHANÉROGAMES GYMNOSPERMES

Podocarpus eocenica UNG. var. *hœringiana* ETT.

PHANÉROGAMES ANGIOSPERMES MONOCOTYLÉDONES

Poacites dubius WAT.

Rhizocaulon eödenicum (WAT.) nob.

Dioscoroides Lyelli (WAT.) nob.

Sabalites suessionensis (WAT.) nob.

Palmacites echinatus BRONGN.

Anomalophyllites tricarinatus WAT.

DICOTYLÉDONES APÉTALES

Salix axonensis WAT.

Populus modesta WAT.

Myrica suessionensis WAT.

— *Matheroniana* SAP.

Betuloxylon parisiense UNG.

Dryophyllum Dewalquei SAP. et
MAR.

— *subcretaceum* SAP.

— *levalense* MARTY.

Pasaniopsis vittatus SAP. et MAR.

Pasaniopsis retinervis SAP. et MAR.

Quercites Lamberti WAT. nob.

— *sepultum* (WAT.) nob.

Ficus magna (WAT.) nob.

— *eocenica* WAT.

— *formosa* WAT.

— *Deshayesi* WAT.

— *juglandoides* (WAT.) nob.

Protoficus axonensis (WAT.) nob.

Artocarpidium Desnoyersi WAT.

DIALYPÉTALES

Daphnogene elegans WAT.

Cinnamomum Sezannense WAT.

— *Larteti* WAT.

Oreodaphne apicifolia SAP. et MAR.

Persea parisiensis WAT.

— *Brongniarti* WAT.

— *suessionensis* (WAT.) nob.

Laurus excellens WAT.

— *regularis* WAT.

— *attenuata* WAT.

Apeibopsis Bowerbanki WAT.

Grewia dubia WAT.

— *antiqua* WAT.

Sterculia Labrusca UNG.

Acer ? Lyelli WAT.

Anacardites bifurcum (WAT.) nob.

— *juglandoideum* (WAT.) nob.

Cupanites parallelinervis (WAT.)
nob.

Leguminosites Brongniarti (WAT.)
nob.

— *eocenicum* (WAT.) nob.

— *Desnoyersi* (WAT.) nob.

— *ventricosum* (WAT.)
nob.

— *axonensis* (WAT.) nob.

— *gymnacjaidoides* nob.

GAMOPÉTALES

Apocynophyllum Cenomanense CRIÈ.

— *deperditum* (WAT.)
nob.

Sapotacites Wateleti nob.

— *orthonervis* (WAT.) nob.

Soit un total de 55 espèces au lieu de 138 indiquées par Watelet
L'examen de cette liste donne lieu aux remarques suivantes :

1° Les grands groupes végétaux sont répartis numériquement comme suit : Cryptogames vasculaires : 1 ; Phanérogames gymnospermes : 1 ; Angiospermes : Monocotylédones : 6 ; Dicotylédones apétales : 19; dialypétales : 24; gamopétales : 4. Les apétales et les dialypétales l'emportent donc de beaucoup sur les autres groupes.

2° L'importance relative des familles et des genres représentés dans cette florure est donnée par le tableau suivant :

APÉTALES.....	}	Cupulifères.....	4	genres	8	espèces
		Myricées.....	1	—	2	—
		Salicinées.....	2	—	2	—
		Artocarpées.....	3	—	7	—
DIALYPÉTALES..	}	Lauracées.....	5	—	10	—
		Tiliacées.....	1	—	1	—
		Sterculiacées....	2	—	3	—
		Anacardiées... ..	1	—	2	—
		Sapindacées.....	2	—	2	—
GAMOPÉTALES..	}	Légumineuses....	2	—	6	—
		Apocynées.....	1	—	2	—
		Sapotacées.....	1	—	2	—

On peut donc regarder comme une des caractéristiques de la flore cuisienne la prépondérance des Lauracées, représentant à elles seules 18 % du chiffre total des espèces, et le nombre relativement élevé des Cupulifères : 14 % et des Légumineuses : 12 %, la plupart des autres familles représentées dans cet ensemble n'ayant qu'une importance numérique tout à fait secondaire.

3° Si l'on s'attache à rechercher quelle est la répartition dans le Temps des espèces reconnues dans le grès de Belleu on voit qu'un certain nombre d'entre elles se montrent déjà dans des gisements d'âge plus ancien, ce sont :

<i>Sabalites suessionensis.</i>	<i>Pasaniopsis retinervis.</i>
<i>Podocarpus eocenica.</i>	<i>Daphnogene elegans.</i>
<i>Myrica suessionensis.</i>	<i>Cinnamomum Sezannense.</i>
<i>Dryophyllum Devalquei.</i>	<i>Oreodaphne apicifolia.</i>
— <i>subcretaceum.</i>	<i>Apeihopsis Bowerbanki.</i>
— <i>levalense.</i>	<i>Sterculia Labrusca.</i>
<i>Pasaniopsis vittatus.</i>	

auxquelles il faudra sans doute joindre le *Rhizocaulon eocenicum* et le *Dioscorea Lyellii*, soit un total de 15 espèces, c'est-à-dire plus du quart de l'ensemble.

D'autres se sont perpétuées dans des formations postérieures ; de ce nombre sont :

Podocarpus eocenica.
Myrica Matheroniana.
Sterculia Labrusca.
Anacardites bifurcum.

Leguminosites Brongniarti.
Apocynophyllum Cenomanense.
Ficus Deshayesi.

Il semble donc que les espèces propres au grès de Belleu se réduiraient à 33 soit environ aux deux tiers de l'ensemble.

Les 15 plantes du premier groupe indiquant très nettement une affinité encore très prononcée avec les flores crétacées et paléocènes.

L'état actuel de nos connaissances sur la flore cuisienne ne permet pas de déterminer d'une manière certaine les conditions physiographiques qui régnaient, à cette époque, dans la région parisienne. Il serait donc prématuré de vouloir tirer des conclusions à ce sujet sur le seul examen de la flore des grès de Belleu.

Néanmoins de la comparaison des quarante espèces les moins douteuses de ce gisement, avec les espèces actuelles qui paraissent s'en rapprocher le plus et dont les lieux d'habitat sont bien connus, il ressort que les espèces cuisiennes se répartissent en trois groupes. Le premier constitué par les espèces à affinités asiatiques (14 espèces) et le deuxième comprenant les types à affinités américaines (13 espèces) sont, comme on le voit d'importance sensiblement égale et l'emportent de beaucoup, sous ce rapport, sur le troisième groupe qui ne comporte que deux espèces à affinités européennes, une seule espèce enfin se rapporterait à un type actuellement océanien.

En résumé la flore fossile de Belleu semble caractérisée par une grande variété des éléments constitutifs, les 55 espèces représentées dans cette flore se répartissant entre 25 genres appartenant à 18 familles distinctes.

La prépondérance des Laurinées comptant 18 %, du chiffre total des espèces ; des Cupulifères : 14 %, et des Légumineuses 12 %.

La grande simplicité des types foliaires et la constance de la consistance coriace des feuilles, indiquant une prédominance très nette des espèces à feuillage persistant.

Le caractère encore très nettement paléocène de l'ensemble, 20 %, des espèces se rencontrant déjà dans les dépôts antérieurs d'âge crétacique, thanétien et sparnacien.

Enfin par le caractère tropical ou subtropical très prononcé des éléments de cette florule.

Toutefois nous ferons remarquer, en terminant, que ces don-

nées ne peuvent avoir qu'une valeur relative étant basées sur l'examen d'un nombre restreint d'espèces qui ne représentent, malgré leur diversité, qu'un contingent local correspondant à une station dont l'étendue ne paraît pas avoir dépassé les limites du Bassin de Paris. Peut-être seraient-elles assez profondément modifiées si l'on faisait intervenir comme facteurs, les espèces ayant vécu dans le même temps sur d'autres points du domaine continental et que d'heureuses découvertes nous feront sans doute connaître ultérieurement.

SUR LA PRÉSENCE DE *BUFFELUS PALÆINDICUS* FALC.
DANS LE QUATERNAIRE ANCIEN
DE LA RÉGION DE BIZERTE (TUNISIE)

PAR M. **Marcel Solignac** ¹.

PLANCHES VI ET VII.

I. HISTORIQUE.

Les restes du Boviné, dont l'étude fait l'objet de cette note, ont été découverts, en 1914, par M. le capitaine Loubet, du 126^e Régiment territorial d'infanterie, au cours d'une promenade aux abords de l'embouchure de l'Oued Damous près de Bizerte.

Une première mention de cette découverte a été faite, en 1915, par M. le colonel Flick, dont le nom est bien connu de tous les géologues qui ont eu à s'occuper de la Tunisie : sans émettre aucune conclusion définitive, le savant officier pense que le Boviné de l'Oued Damous « ne peut appartenir qu'à l'une des formes *Bos frontosus* ou *Bos longifrons* du genre Aurochs ou Urus (*Bos primigenius*) »².

Ultérieurement, les restes de cet animal ont été transférés dans les collections de l'Institut Arloing de Tunis (Musée de la Direction de l'Élevage), où ils figurent actuellement sous la désignation de *Bubalobos africanus* n. sp. C'est là que nous avons pu l'examiner avec tout le soin désirable, grâce à la complaisance éclairée du savant directeur de l'Institut, M. Ducloux, auquel nous adressons nos sincères remerciements.

Nous avons également consulté avec fruit, pour la rédaction de notre mémoire, un travail descriptif inédit que nous a communiqué son auteur, M. F. Sénat, Professeur chargé de l'organisation des collections paléontologiques de l'Institut Arloing : qu'il veuille bien trouver ici l'expression de notre reconnaissance.

Nous sommes enfin redevables à M. Antoine Olivieri, préparateur au Laboratoire de chimie du Service des Mines de Tunis, des deux planches photographiques qui accompagnent notre présente étude ; nous le prions de croire à notre vive gratitude.

II. LE GITE FOSSILIFÈRE.

Le rivage, compris entre le Ras ben Sekka, qui est le point le plus septentrional du continent africain, et le Cap Blanc³, est

1. Note présentée à la séance du 19 mai 1924.

2. C¹ FLICK. Note sur un *Bos primigenius* trouvé à Bizerte (Tunisie) in *Revue tunisienne* (Organe de l'Institut de Carthage), n^o 109, mars 1915, pp. 82-84.

3. Carte du Service géographique de l'armée à 1/50 000 : feuille BIZERTE.

bordé par une plateforme d'abrasion dont l'altitude, par rapport au niveau de la mer, est, en moyenne, voisine de 10-15 m. Envahie par des dunes actuelles, qui recouvrent elles-mêmes des dunes anciennes consolidées dont certaines s'élèvent jusqu'à la cote 132 (Djebel Remel), cette plateforme est établie tantôt sur une formation triasique (région du Ras ben Sekka), tantôt sur des marnes et calcaires de l'Éo- et du Mésonummulitique (région du Cap Blanc) ; elle se termine, sur la mer, par une falaise verticale bordée d'une plage sablonneuse très étroite qui peut même ne pas exister en bien des points. Entre le Trias du Ras ben Sekka et l'Éocène du Cap Blanc, on observe une zone déprimée mais comblée par une formation grés-arénacée à faciès de *panchina* et dont le soubassement, visible sur quelques points de l'étroite plage, est constitué par des calcaires d'âge londonien : la *panchina* est d'ailleurs nivelée à la même cote (10-15 m.) que les parties encaissantes.

Le petit Oued Damous, qui descend des pentes septentrionales du massif éocène du Djebel Labiod et se jette à la mer à environ 2500 m. dans l'Ouest-Sud-Ouest du Cap Blanc, entaille la *panchina* ; c'est sur la rive gauche de cet oued et à 300 m. de son embouchure, le long du rivage de la mer, en un point où l'on observe d'anciennes carrières romaines, qu'a eu lieu la découverte du capitaine Loubet. Profondément incrustés dans la *panchina*, les restes du Boviné gisaient près de la base de la falaise, jusqu'au bord de l'eau (fig. 1).

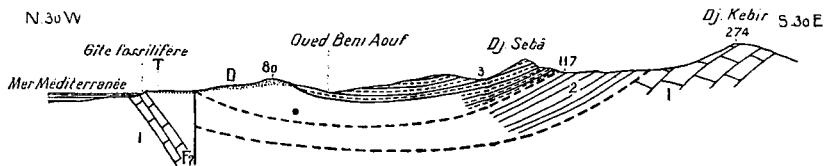


FIG. 1. — COUPE PASSANT PAR LE GITE FOSSILIFÈRE DE L'OUED DAMOUS.

Longueurs : 1/50 000. — Hauteurs : 1/30 000 env.

D, Dunes actuelles recouvrant des dunes anciennes ; T, *Panchina* sicilienne avec sa plateforme d'abrasion monastirienne ; 3, Grès néonummulitiques (grès de Khroumiric) ; 2, Marnes jaunes néonummulitiques ; 1, Calcaires lutétiens et londoniens ; F ? Faille probable.

Les formations quaternaires des abords de l'Oued Damous ont jadis été visitées par F. AUBERT, qui en a donné une description et une coupe¹ ; celle-ci se place à l'Est de l'embouchure de l'Oued ;

¹ 1. F. AUBERT. Explication de la Carte géologique provisoire de la Tunisie. Paris 1892, p. 81 et fig. 16.

au-dessus des calcaires londiniens (considérés comme sénoniens par Aubert), se trouvent, de bas en haut : 1° une assise de poulingues à *Cardium edule* et *Pectunculus violacescens* ; 2° une couche de grès tendre ; 3° un grès coquillier ; 4° une assise argilo-sableuse rouge à *Helix*.

En réalité, la base de cette série se place sur le niveau de la plateforme d'abrasion dont il a été question précédemment, et la *panchina* à restes de Boviné y est remplacée par les calcaires éocènes : la côte primitive, au moment du dépôt de cette *panchina*, présentait vraisemblablement, en ce point, un golfe assez prononcé, dans lequel se sont constitués les dépôts gréséo-aréna-cés, tandis que les promontoires, entre lesquels existait ce golfe et qui étaient constitués par des roches dures faisant saillie, devaient émerger du niveau de la mer et se trouver ainsi à l'abri de toute sédimentation détritique littorale. C'est seulement au cours des périodes quaternaires succédant à celle de la *panchina* à restes de Buffle, que les formations rocheuses de cette partie de la côte tunisienne ont pu être amenées à des niveaux tels qu'elles ont été rendues susceptibles d'être recouvertes par d'autres dépôts littoraux plus jeunes : tel est le cas de la série relevée par Aubert.

Le terme supérieur de cette série indique une période de régression de la mer, suivie d'une décalcification du grès calcaire de l'horizon 3.

La roche gréseuse, assez dure, qui constitue la gangue des restes du Boviné, provient de la destruction des grès néonum-mulitiques dont les éléments, dissociés par déflation, ont été ensuite agglomérés par un ciment calcaire. Elle renferme une faune abondante de Gastropodes terrestres que notre savant confrère, M. P. Pallary, a bien voulu examiner et parmi lesquels il a reconnu :

Xerophila Milsomi HAGENM., *Cochlicella barbara* L., *Cryptomphalus aspersa* MÜLLER.

Selon M. Pallary, la première de ces espèces, actuellement éteinte, appartiendrait au Pliocène supérieur¹. Cependant, *Xerophila Milsomi* existe encore, à l'état vivant, au bord de la mer, dans un district extrêmement restreint du Cap de Garde, près de Bône (Algérie), où M. le doyen Ch. Depéret en a recueilli de nombreux spécimens qu'il a bien voulu nous montrer. Et il est curieux de constater que ce mollusque se rencontre aussi, à

1. P. PALLARY. Les Mollusques fossiles terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie, in *Mém. paléontologiques de la Soc. géol. de France*, t. IX, fasc. 1, 1901, p. 52.

l'état fossile, dans une *panchina* de la même région, à la cote 100 par rapport au niveau de la Méditerranée actuelle. Pour MM. Ch. Depéret et L. Joleaud¹, qui sont les auteurs de cette dernière observation, la *panchina* à *Xerophila Milsomi* doit être rapportée au Quaternaire et considérée comme d'âge sicilien.

Xerophila Milsomi HAGENM. n'a jamais été signalée au nombre des espèces actuelles de Gastropodes de la Tunisie septentrionale : il est donc vraisemblable, ainsi que nous nous proposons de le démontrer par la suite, que la *panchina* de l'Oued Damous qui renferme cette espèce doit être rapportée au Quaternaire le plus ancien.

III. DESCRIPTION SOMMAIRE DES RESTES DU BOVINÉ DE L'OUED DAMOUS.

La pièce la plus importante est un crâne (pl. VI et VII) en cinq fragments. Un premier fragment comprend la presque totalité de la tête osseuse à laquelle adhèrent plus des trois quarts de la cheville osseuse de la corne gauche et la racine de la cheville osseuse de la corne droite ; le museau est tronçonné au niveau des extrémités antérieures du prolongement nasal et de l'apophyse maxillaire intermédiaire : la portion séparée, qui forme un second fragment s'adaptant parfaitement au premier, est constituée par l'extrémité antérieure des maxillaires supérieurs, les apophyses palatines, le corps intermaxillaire et le bord libre intermédiaire. Un troisième fragment correspond à une partie de la cheville osseuse de la corne droite ; un quatrième représente la pointe tordue de l'une des cornes et enfin le cinquième correspond à un morceau de la mandibule inférieure gauche. On a trouvé également un fragment de tibia.

L'état de conservation du crâne est assez bon ; les détails de la face antérieure sont suffisamment discernables et caractéristiques (Pl. VII, fig. 2). Les dents, les bords de l'intermaxillaire, l'apophyse palatine du maxillaire supérieur sont empâtés dans la gangue rocheuse. L'épine maxillaire gauche est un peu dégradée et réduite, tandis que les nasaux sont séparés par l'effet d'un léger aplatissement.

Par contre, la base de la tête osseuse est assez détériorée et l'occipital, notamment, est partiellement détruit.

On est frappé, lorsque l'on examine ce crâne, par la finesse des lignes qui fait songer à une femelle, par la direction des cornes

1. CH. DEPÉRET et L. JOLEAUD. CR. Ac. Sc., t. CLXIV. Paris, 1917, p. 674.

en croissant très ouvert (envergure : 2 m. 40), par l'allure générale de la face qui est nettement contractée et atténuée en avant, à partir des orbites et par la forte saillie de ces dernières. Les os nasaux sont très distincts, leur ensemble ayant un aspect spatulé; ils pénètrent dans une échancrure des frontaux, les sutures fronto-nasales dessinant un angle arrondi. Le profil en long de ces nasaux (voir face latérale sur la figure 3 de la planche VI), montre d'abord une courbure peu accentuée, suivie d'une inflexion à 115 mm. du nasion; puis, il se continue par une courbure plus accentuée que la première et qui, combinée à la convexité transversale, donne au profil une forme assez busquée. Vers les deux tiers de leur longueur à partir du nasion, les nasaux s'affranchissent de la suture maxillo-nasale pour donner une échancrure maxillo-nasale assez étroite.

Les frontaux naissent un peu en avant de la ligne sous-orbitaire; ils sont d'abord nettement distincts l'un de l'autre, mais ils se synostosent à 64 mm. de leur point d'origine.

Le tableau suivant (tableau I) contient une série de mensurations qui ont été effectuées en conformité des indications préconisées par M. Hue¹, de la Société préhistorique de France, dans un but de standardisation des études ostéologiques.

TABLEAU I

Épaisseur du crâne du niveau des bosses pariétales, prise sur les sutures pariéto-temporales à l'aplomb des trous auriculaires...	232 ^{mm}
Distance rectiligne de l'apophyse frontale du nasal (nasion) au milieu du bord du tubercule de la nuque.....	310 »
Largeur entre les apophyses zygomatiques du frontal, prise sur la suture, au bord antérieur de l'orbite.....	249 »
Longueur de la suture coronale sur la crête sagittale (bregma) à l'apophyse frontale du nasal.....	303 »
Largeur maxima des arcades zygomatiques, prise sur la face externe de ces arcades, vers le milieu de la suture temporo-molaire.....	260 »
Longueur comprise entre la suture coronale (bregma) et le bord antérieur de la suture incisive (point alvéolaire).....	680 »
Largeur de l'ouverture nasale, prise sur la crête au milieu du bord montant des intermaxillaires.....	79 »
Longueur de l'apophyse frontale du nasal au bord antérieur de la suture incisive (point alvéolaire).....	400 »
Distance maxima de l'extrémité du tubercule occipital (inion) au milieu du bord de l'échancrure intercondylienne.....	137 »
Distance entre les deux protubérances postérieures des crêtes	

1. E. HUE. Musée ostologique. Etude de la faune quaternaire : Ostéométrie des Mammifères. Paris, 1907, t. 1, pp. 8-15.

temporales, prise du sommet de la protubérance droite au sommet de la protubérance gauche.....	230 »
Hauteur du trou occipital entre le milieu du bord du tubercule de la nuque et le milieu du bord de l'échancrure intercondylienne.	52 »
Largeur maxima du trou occipital à l'intersection des bords du trou occipital et du milieu des condyles.....	58 »
Largeur de la voûte palatine, prise sur les crêtes alvéolaires entre la dernière prémolaire et la première molaire.....	195 »
Largeur de l'épine postérieure du palatin au bord antérieur de la suture incisive.....	395 »
Diamètre transversal de la cheville osseuse des cornes, pris à la base.....	196 »
Diamètre antéro-postérieur de la cheville osseuse des cornes, pris à la base.....	136 »
Distance du bord supérieur de l'orbite à la base de la corne correspondante.....	38 »
Plus grand diamètre de l'orbite.....	74,6 »
Plus petit diamètre de l'orbite (transversal).....	66 »

On peut déduire de ce tableau les indices suivants (tableau II) caractéristiques du Boviné tunisien.

TABLEAU II

Indice céphalique.....	74,83
Indice frontal.....	82,19
Indice facial.....	38,23
Indice nasal.....	19,75
Indice occipital.....	59,56

IV. ÉTUDES COMPARATIVES.

Il est évident que le Boviné fossile de l'Oued Damous est un Buffle et nous allons montrer qu'on peut l'identifier avec une forme fossile du Pléistocène de l'Inde, le *Buffelus palæindicus* FALC.

Il existe trois formes de Buffles fossiles avec lesquelles le type tunisien puisse être comparé, ce sont :

1° *Buffelus (Bubalus) antiquus* DUV. du Pléistocène de l'Afrique du Nord ;

2° *Buffelus palæokerabau* STREMMÉ du Pléistocène supérieur de Trinil (Java) ;

3° *Buffelus palæindicus* FALC. du Pléistocène de la vallée de la Nerbudda (Inde occidentale).

A) Comparaison avec *B. antiquus* DUV.

Cette comparaison est celle qui s'impose de prime abord, puisque les restes de *B. antiquus* DUV. sont abondamment repré-

sentés dans les terrains pléistocènes de la Berbérie ¹. Nous possédons de remarquables monographies de cette espèce, dues à A. Pomel ² et à Ph. Thomas ³, et nous avons, pour juger de l'aspect de ce grand ruminant, de nombreuses reproductions de gravures rupestres sur lesquelles *B. antiquus* est figuré, gravures dont notre regretté maître, le professeur G.-B.-M. Flamand, a dressé un savant inventaire ⁴.

Il résulte de l'étude de ces divers documents, ainsi que l'a fait remarquer M. L. Joleaud ⁵, que *B. antiquus* est caractéristique du Pléistocène nord-africain; la plupart des débris, attribués à la même espèce et provenant de formations d'un âge plus ancien, sont douteux quant à la rigueur de la détermination qui en a été faite ⁶.

Le tableau suivant (Tableau III), qui a été dressé par M. F. Sénat, met en évidence les différences que présentent les caractères ostéologiques du crâne du Boviné de Bizerte avec ceux des crânes du *B. antiquus* de Djelfa, étudié par A. Pomel, et de Constantine, décrit par Ph. Thomas.

La comparaison des chiffres du tableau précédent, combinée aux descriptions de Ph. Thomas et de Pomel, ainsi qu'à l'examen direct du fossile de Bizerte, permet de mettre en relief les principaux caractères différentiels des deux types étudiés.

Chez le Buffle de Djelfa, le front est fortement bombé en tous sens, les noyaux osseux des cornes forment un fort angle en arrière et dessinent deux croissants conjugués, les orbites sont obliques en avant et enfoncés, sans saillie, dans la paroi osseuse, les frontaux naissent un peu en avant de la ligne des yeux, les trous sous-orbitaires sont dans le prolongement d'une dépression allant vers la suture des lacrymaux, la face est uniformément contractée en avant à partir des orbites, les nasaux sont busqués, le lacrymal est en forme de trapèze et tronqué carrément vers sa suture antérieure avec le maxillaire, les lignes dentaires sont modérément incurvées.

1. Voir L. JOLEAUD. Études de géographie zoologique sur la Berbérie : II. Les Bovinés, in *Revue africaine*, n° 295 (2^e trim. 1918). Alger, 1918. Cette étude contient un tableau (tab. IV, pp. 62-63) et une carte (p. 64) de la répartition du *B. antiquus* en Berbérie.

2. A. POMEL. Paléontologie; Monographies: *Bubalus antiquus*. Carte géol. de l'Algérie. Alger, 1893.

3. PH. THOMAS. Recherches sur les Bovidés fossiles de l'Algérie, in *Bull. Soc. Zool. de France*. Paris, 1882, pp. 22 à 35 et pl. II du tirage à part.

4. G.-B.-M. FLAMAND. Les Pierres Écrites (Hadjrat Mektoubat). Paris, 1921. *passim*.

5. L. JOLEAUD. *Loc. cit.*, p. 65.

6. Voir, par exemple, PH. THOMAS. Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur quelques formations d'eau douce de l'Algérie, in *Mém. Soc. Géol. France*, 3^e série, t. III. Paris, 1884, pp. 17, 18 et pl. IV, fig. 6.

TABLEAU III

	Bubalus de Djelfa	Bubalus de Constantine	Fossile de Bizerte	Différences
Longueur du crâne du bord incisif à l'occiput.	630 ^{mm}	»	670 ^{mm}	+ 40
Distance du bord incisif à la première pré-molaire.....	160	»	200	+ 40
Longueur des intermaxillaires.....	210	»	200	- 10
Longueur du front jusqu'à la racine des os du nez.....	300	300	250	- 50
Longueur des nasaux.....	260	»	300	+ 40
Distance du bord incisif au bord orbitaire antérieur.....	320	295	330	+ 10
Distance du bord incisif à la racine antérieure des cornes.....	420	»	435	+ 15
Plus grande largeur du palais entre les arrière-molaires.....	120	»	100	- 20
Longueur de l'espace occupé par les molaires.	150	»	180	+ 30
Largeur du museau vers le bord incisif.....	150	»	140	+ 10
Largeur du museau au-dessus de la deuxième arrière-molaire.....	190	»	200	+ 10
Largeur du museau devant les orbites.....	225	»	180	- 45
Distance entre les orbites.....	220	»	210	- 10
Distance entre les bases antérieures des cornes.	240	»	265	+ 25
Distance entre les bases postérieures.....	330	295	275	- 55
Longueur d'une corne en suivant la courbe extérieure.....	1500	»	1750	+ 250
Longueur d'une corne en ligne droite corde de l'arc.....	1015	»	1350	+ 335
Distance du sommet des deux cornes.....	2100	»	2400	+ 300
Flèche du croissant au-dessus de l'occiput....	500	»	1000	+ 500
Épaisseur antéro-postérieure de la base des cornes.....	170	»	180	+ 10
Largeur du trou occipital.....	40	»	50	+ 10
Grand axe des orbites.....	75	90	85	+ 10

Dans le type de Bizerte, nous observons un front très faiblement bombé ; les chevilles osseuses des cornes forment un angle très faible en arrière et ne dessinent qu'un seul croissant à branches surbaissées ; les orbites sont peu obliques, en forte saillie avec bord supérieur en forte bosse ; les frontaux naissent relativement plus haut que dans le type de Djelfa ; la dépression correspondant aux trous sous-orbitaires est légère ; la face, au lieu de diminuer régulièrement de largeur à la manière d'un coin tronqué, comme dans le type de Djelfa, diminue d'abord brusquement de largeur sous les orbites, puis, une seconde fois, sous les épines maxillaires ; les nasaux sont légèrement busqués ; ils sont d'abord contractés, puis s'élargissent après l'insertion frontale ; ils se resserrent encore, suivant une ligne rentrante, le long de leur suture avec le lacrymal et le maxillaire ; enfin l'élargissement reprend dès l'extrémité de l'intermaxillaire, et l'ensemble produit un chanfrein rétréci. Le lacrymal est denté vers le bas avec une échancrure pro-

fonde; il est assez petit et remonté; les lignes dentaires sont fortement incurvées, et la grosseur des dents est légèrement inférieure à celle que l'on observe chez le *B. antiquus*.

En résumé, malgré une longueur un peu supérieure à celle du crâne du type de Pomel, le crâne du Buffle de Bizerte présente un ensemble de proportions beaucoup moins massives que celui de *B. antiquus*.

B) COMPARAISON AVEC *BUFFELUS PALÆOKERABAU* STREMMER

Buffelus palæokerabau STR. est une espèce du Pliocène supérieur de Trinil (Java); il provient des couches à *Pithecanthropus erectus* DUB. et a été découvert par la mission dirigée par M^{me} L. Selenka; il a fait l'objet, de la part de M. H. Stremme, d'une étude très détaillée¹ à laquelle nous avons emprunté les éléments de la comparaison qui va suivre.

Après avoir établi les différences qui séparent l'*Arni* actuel de l'Inde et le *Buffelus palæokerabau*, H. Stremme rappelle les affinités, depuis longtemps établies par Duvernoy et Ph. Thomas,

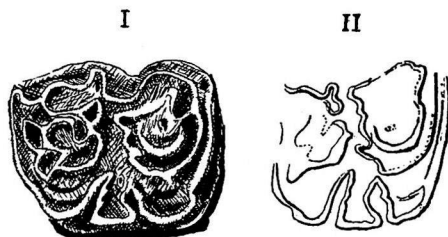


FIG. 2. — DEUXIÈMES ARRIÈRE-MOLAIRES SUPÉRIEURES DROITES.
I, de *Bubalus antiquus* DUV., d'après Pomel. — II, de *Buffelus palæindicus* FALC.
de Bizerte.
(2/3 de grandeur naturelle).

entre *B. antiquus* de l'Afrique du Nord et le même *Arni*, pour conclure que la première de ces deux formes est profondément dissemblable du Buffle fossile de Trinil².

1. H. STREMMER. Die Säugetiere mit Ausnahme der Proboscidier, in L. Selenka und prof. M. Blanckenhorn: Die Pithecanthropus-Schichten auf Java; *Geologische und Paläontologische Ergebnisse der Trinil-Expedition* (1907 und 1908). Leipzig, 1911, pp. 124-136 (Taf XVIII, fig. 5-6. Taf. XIX, fig. 8. Taf. XX, fig. 7, 8, 9, 12-14).

2. H. STREMMER, *ibid.*, p. 136.

Le Buffle de l'Oued Damous, bien que, morphologiquement, assez voisin de *B. palæokerabau* s'en distingue aussi par les caractères suivants.

Le crâne du type tunisien est plus massif que celui de *B. palæokerabau* (longueur générale : 670 mm. pour le premier, au lieu de 556 mm. pour le second ; largeur le long de la ligne sus-orbitaire : 295 mm. pour le premier, au lieu de 214 mm. pour le second) ; la section des cornes, à laquelle certains auteurs, comme M. U. Dürst, n'attachent, à bon droit, aucune importance spécifique, est beaucoup plus arrondie chez *B. palæokerabau* alors qu'elle est polygonale et aplatie chez le Buffle de Bizerte. Dans l'un et l'autre type, les cornes ne forment qu'un seul croissant, mais ce croissant est plus courbe chez *B. palæokerabau*. La largeur entre les épines maxillaires est plus forte (240 mm.) chez ce dernier que chez le Buffle de Bizerte. Par contre, la saillie des orbites et le mode d'insertion des chevilles osseuses des cornes sont identiques dans les deux cas.

Il n'y a évidemment pas identité entre les deux animaux, mais on ne peut nier cependant leur air de famille apparent (fig. 3).

C) COMPARAISON AVEC *B. PALÆINDICUS* FALC.

Buffelus palæindicus FALC. a été trouvé dans les alluvions du Pléistocène ancien de la vallée de la Nerbudda (Inde anglaise). Nous devons à l'amabilité de M. J. Savornin, professeur de Géologie à la Faculté des Sciences d'Alger, la communication du mémoire de H. Falconer¹ qui nous a permis d'établir la comparaison de ce Buffle indien avec la forme découverte près de Bizerte.

*L'identité de ces deux types est frappante ; nous avons pu la mettre en évidence, d'une manière définitive, au moyen des documents que M. le doyen Ch. Depéret a bien voulu mettre à notre disposition et des comparaisons qu'il a faites lui-même. De plus, avec une obligeance dont nous lui sommes profondément reconnaissant, M. le professeur C. W. Andrews, du British Museum, a pu procéder, sur notre demande, à une comparaison directe avec les restes de *B. palæindicus* conservés dans le grand musée londonien : sa grande autorité sanctionne parfaitement notre détermination et rejette toute assimilation à *B. palæokerabau*.*

1. Palaeontological Memoirs and Notes of the late Hugh Falconer, edited by CH. MURCHISON. Vol. I : Fauna antiqua sivalensis. London, 1868, pp. 284-289, pl. xxii. fig. 1, 2, 3.

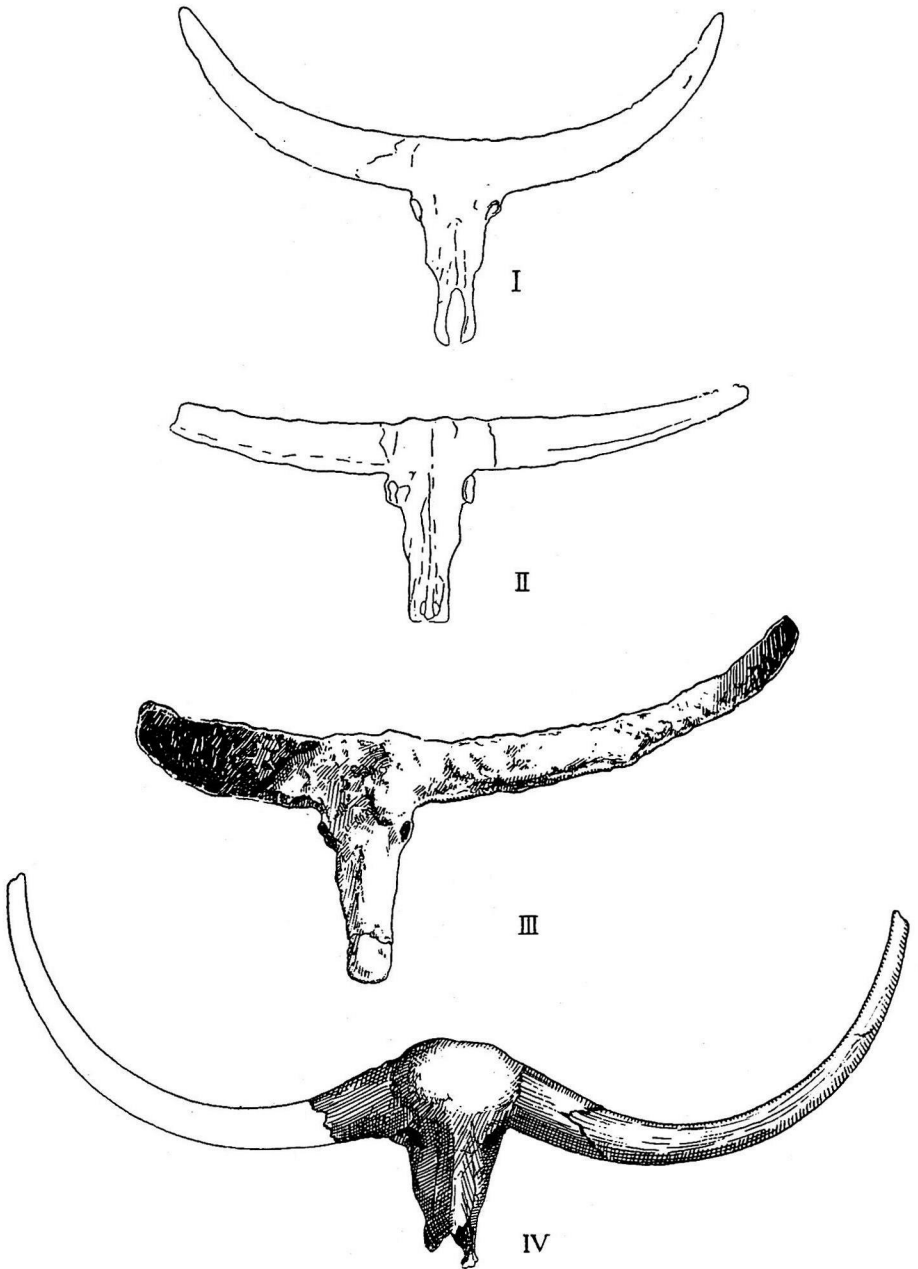


FIGURE 3.

I. *Buffelus palæokerabau*, d'après Stremme. — II. *B. palæindicus*, d'après Falconer. — III. *B. palæindicus* (type de Bizerte). — IV. *B. antiquus* de Djelfa, d'après Ph. Thomas. — 1/20 de grandeur naturelle.

D) RÉSUMÉ DES COMPARAISONS PRÉCÉDENTES.

L'ensemble des caractères différentiels des espèces de Buffles qui viennent d'être passées en revue est résumé dans le tableau IV ci-après. Ce tableau est, en partie, emprunté au mémoire de Stremme, déjà cité, pour ce qui concerne *B. palæokerobau*, *B. palæindicus* et l'*Arni* actuel; nous l'avons complété par des indications identiques relatives à *B. antiquus* de Djelfa, décrit par Pomel, et au *Buffelus palæindicus* de Bizerte.

L'interprétation des nombres du tableau IV est facilitée par la lecture du tableau suivant (tableau V) des indices les plus caractéristiques obtenus en formant les rapports de certaines dimensions prises dans le tableau IV et exprimées en centimètres.

Il découle bien de ces valeurs que, dans l'ensemble, le rapprochement du Buffle fossile de Bizerte et de *B. palæindicus* FALC. est justifié: certaines différences, que le tableau V met en évidence, comme par exemple celle qui est fournie par le rapport IV/XI, soulignent seulement la gracilité plus accentuée de la ligne générale chez le type tunisien: nous pensons, avec M. Depéret, que cette gracilité n'est qu'un caractère sexuel et que l'individu de *Buffelus palæindicus* de Bizerte peut être considéré comme une femelle.

V. CONCLUSIONS.

La présence, dans la Tunisie septentrionale, de *B. palæindicus* soulève plusieurs questions d'ordre paléontologique, stratigraphique, zoologique et géographique.

D'abord au double point de vue paléontologique et stratigraphique, il est intéressant de constater, pour la première fois, l'existence, dans le quaternaire d'une région de la Berbérie, d'un Mammifère absolument identique à un type indien du même âge géologique.

Il est intéressant de rechercher la place possible du *Buffelus palæindicus* de Bizerte dans la série phylétique des divers types de Buffles qui viennent d'être examinés, le rapprochement de tous ces types étant justifié par leur *air de famille* qui ressort des nombres figurant dans les tableaux IV et V. Comme première indication, on peut se baser sur la valeur des indices céphaliques obtenus, au moyen du tableau IV, en formant le rapport de la mesure à la mesure; on trouve ainsi les nombres suivants:

<i>B. palæokerobau</i>	2,43	Pliocène supérieur
<i>B. palæindicus</i> (Bizerte)	2.45	Pléistocène ancien (Sicilien)

TABLEAU IV

	B. palaeokerabau Sur.	B. palaeindicus Falc	B. palaeindicus ♀ type de Bizerte	B. antiquus Duv.	B. Arni	
					type du musée de Berlin	type de Lydekker
I. Distance entre le trou occipital et la crête occipitale.....	100 ^{mm}	106 ^{mm}	100 ^{mm}	102 ^{mm}	77 ^{mm}	94 ^{mm}
II. Distance entre la crête occipitale et le bord supérieur du frontal.....	175	114	100	»	110	112
III. Largeur le long de la ligne sus-orbitaire.....	214	285	295	225	205	254
IV. Distance entre la ligne sus-orbitaire et le bord incisif.....	467	508	490	422	446	530
V. Largeur occipitale.....	201	254	220	230 ?	176	215
VI. Distance du bord externe d'un condyle occipital à l'autre.....	125	157	184	120	115	130
VII. Distance entre la base de la cheville osseuse d'une corne et le bord supérieur de l'orbite correspondant.....	52	63	38	15	41	61
VIII. Diamètre longitudinal des orbites.....	65	76	75	75	60	71
IX. Diamètre transversal des orbites.....	60	66	61	68	58	63
X. Distance entre les bords extérieurs des trous sus-orbitaires.....	109	165	»	110	114	134
XI. Distance entre les épines maxillaires.....	240	279	200	210	216	254
XII. Epaisseur antéro-postérieure de la base des cornes.....	141	185	233	170	83	132
XIII. Diamètre transversal de la base des cornes.....	105	71	80	100	60	63
XIV. Circonférence de la base des cornes.....	449	470		470	240	430
XV. Plus petite largeur du front au-dessous de la base des noyaux des cornes.....	229	»	275	235	203	»
XVI. Longueur du crâne du bord incisif à l'occiput.....	556	»	670	630	552	»

<i>B. antiquus</i>	2.68	Pléistocène moyen
<i>B. Arni</i>	2.72	Actuel

La loi d'augmentation de taille dans les rameaux phylétiques, dont la vérification ressort nettement des chiffres précédents, est donc ici en parfaite conformité avec la succession stratigraphique des types considérés. S'il plane encore un doute sur l'attribution au Quaternaire ancien des couches tunisiennes à *Xerophila Mil-somi*, l'application de cette loi d'augmentation de taille permet de lever toute indécision à cet égard ¹.

TABLEAU V

Indices	<i>B. paleokerabau</i> Str.	<i>B. palæindicus</i> Falc.	<i>B. palæindicus</i> de Bizerte	<i>B. antiquus</i> Duv.	Arni de Berlin	Arni de Lydekker
IV I	4.67	4.80	4.90	4.41	5.79	5.63
IV III	2.48	1.78	1.67	1.86	2.17	2.08
IV V	2.31	2.00	2.20	1.82	2.53	2.36
VIII IX	1.08	1.15	1.23	1.10	1.03	1.12
V I	2.01	2.40	2.20	2.25	2.28	2.28
XI I	2.40	2.62	2.0	2.05	2.81	2.70
IV XI	1.94	1.82	2.45	2.00	2.06	2.08
V XI	0.84	0.91	1.10	1.09	0.81	0.85

Tous les types de Buffles, qui ont été examinés dans notre travail, procèdent évidemment d'un même type initial, sans

1. D'ailleurs le Pliocène supérieur (Villafranchien) à *Hipparion crassum* qui existe dans la région de Bizerte est radicalement différent du Quaternaire à *pan-china*.

doute le *B. sivalensis* FALC. du Miocène supérieur des Siwaliks, comme l'a pensé M. U. Dürst¹; ils doivent être considérés comme des mutations successives de ce type dont le représentant actuel est le *Buffelus Arni* KERR : cette conclusion est conforme à l'opinion exprimée, pour la première fois, par Duvernoy, puis par Ph. Thomas, et enfin, plus récemment, par M. Dürst² et par R. Lydeker³.

L'existence ancienne de *B. palæindicus* en Tunisie peut avoir, en outre, une certaine répercussion sur une question de zoologie, encore obscure, intéressant ce pays : l'origine des Buffles qui vivent actuellement dans les marais de l'Oued Joumine, au pied du Djebel Ichkeul, près Mateur⁴. Pour M. L. Joleaud⁵, ces animaux, qui appartiennent au type de *Buffelus indicus* L., pourraient descendre des Buffles domestiqués introduits dans l'Afrique mineure par les Phéniciens et seraient redevenus sauvages ; d'ailleurs, une partie du troupeau de l'Oued Joumine est d'importation récente et ne date que du siècle dernier. L'interprétation de M. Joleaud, en ce qui concerne le noyau le plus ancien du troupeau de Buffles de l'Ichkeul, a été reprise et adoptée récemment par un éminent zoologiste de Tunis, M. l'Inspecteur des forêts L. Lavauden⁶.

Cependant, si, comme la majorité des zoologistes l'admet, *B. indicus* a pour ancêtre l'Arni, et s'il y a identité entre ce dernier et *B. antiquus*, pourquoi ne pourrait-on pas supposer aussi que les Buffles de l'Ichkeul proviennent de la transformation, sur place, des troupeaux de *Buffelus antiquus* qui abondaient, au Pléistocène moyen, dans toute la Berbérie ? Pourquoi cette discordance n'aurait-elle pas pu se réaliser *sur place* puisque nous avons maintenant de sérieuses raisons pour admettre que la mutation de *B. palæindicus* en *B. antiquus* a pu s'effectuer sur le sol même de l'Afrique du Nord ?

Enfin, au point de vue de la géographie physique de la région de Bizerte, la détermination de l'âge sicilien de la *panchina* de l'Oued Damous, permet de dater l'établissement du régime marin qui a fait de cette partie de la côte nord-africaine un type de *côte à Rias*.

1. Dr U. DÜRST. Note sur quelques Bovidés préhistoriques, in *L'Anthropologie*. Paris, 1900, t. XI.

2. Dr U. DÜRST. *Loc. cit.*, p. 148.

3. R. LYDEKER. Catalogue of the Ungulate Mammals in the British Museum (Natural History). London, 1913. Vol. I : Artiodactyla, pp. 40-45.

4. Carte du Service géographique de l'armée à 1/50 000 ; feuille Dj. Achkel.

5. L. JOLEAUD. *Loc. cit.*, p. 79.

6. L. LAVAUDEN. La chasse et la Faune cynégétique en Tunisie. Tunis, 1924, pp. 16-17.

Ce régime de *côte à Rias*, de la région de Bizerte, qui a été signalé avec beaucoup de clarté par M. le professeur E. F. Gautier¹, semble s'être instauré, pour la première fois, au Sahélien ; les dépôts sahéliens du Goulet et de la bordure des lacs de Bizerte (lac de Bizerte et Garaet Achkel) se sont formés par invasion de la mer dans des vallées vindoboniennes correspondantes. Au Pliocène, le régime marin a laissé la place à un régime continental, et le Goulet de Bizerte, notamment, était obstrué par des dépôts fluvio-continentaux à *Hipparion crassum* sur lesquels est construite la ville de Bizerte.

Au Sicilien, le tracé du rivage ne devait pas beaucoup différer du tracé actuel ; pour la région de l'oued Damous, nous avons signalé qu'entre le Ras ben Sekka et le Cap Blanc on pouvait considérer que la *panchina* à Buffle s'était formée dans une indentation de la côte un peu plus profonde que la petite baie actuelle de l'embouchure de l'Oued Damous. L'altitude du niveau de la mer sicilienne étant de 100 m. au-dessus du niveau de la Méditerranée actuelle, on ne peut expliquer la présence d'une plage de cet âge à une cote inférieure de près de 100 m. à la cote 100, comme l'est la *panchina* à *B. palaeindicus*, que par un *affaissement post-sicilien* du rivage primitif. Cet affaissement est antérieur à la ligne de rivage de 10-20 m. (Monastirien) puisque la *panchina* sicilienne a été abrasée en une plateforme de 40-45 m. par cette mer monastirienne ; il est donc compris entre la fin du Sicilien et le début du Monastirien. Nous pensons même qu'il est antérieur à la ligne de rivage de 28-30 m. (Tyrrhénien) car des dépôts côtiers de cet âge sont observables tout le long de la côte septentrionale de la Tunisie, notamment aux environs immédiats de Bizerte (djebel Remel), où ils sont à leur cote normale et n'ont, par conséquent, été affectés par aucun mouvement d'ordre tectonique.

Il reste donc à déduire que l'affaissement de la ligne de rivage de 100 m. dans la région de Bizerte est contemporaine de la mer millazienne. Cette déduction est parfaitement justifiée par la considération des dépôts d'âge millazien qui occupent leur altitude normale de 55-60 m. et qui se trouvent dans la région de Bizerte. Ces dépôts sont d'origine lagunaire ; ils consistent en argiles noires, grumeleuses, fréquemment salées, renfermant de petites huîtres et *Cardium edule* L. ; on les trouve surtout représentés dans la grande plaine où divague la Medjerda avant de se jeter à la mer ; le lit de ce fleuve s'est creusé dans ces dépôts et

1. E.-F. GAUTIER. La structure de l'Algérie. Paris, 1922, pp. 180-182.

les a érodés au point de ne plus en laisser subsister que des buttes-témoins¹ (Koudiat Touba, hauteur de la Mabtouha, etc.) : M. Ch. Depéret est bien d'avis que ces formations correspondent à une véritable *transgression lagunaire*, contemporaine du Milazien.

Nous avons maintenant des éléments suffisants pour admettre que cette transgression, dont les dépôts n'ont pas dépassé l'isohypse de 60 m., n'a pu se produire qu'à la faveur de l'affaissement du rivage sicilien. Il est aussi certain que c'est à cette transgression qu'est dû le nouvel envahissement par la mer des zones correspondant aux lacs de Bizerte actuels, zones qui étaient devenues continentales, comme nous l'avons vu précédemment, dès la fin du Miocène supérieur.

La transgression milazienne a recouvert toutes les plaines voisines de l'embouchure de la Medjerda et la plaine de Mateur. Depuis, la mer s'est retirée progressivement jusqu'à ses limites actuelles en ne persistant que dans l'ancienne vallée qui avait déjà été un *ria* au Sahélien, et c'est ainsi que peut s'expliquer l'existence des lacs actuels de Bizerte et de l'Achkel, en même temps que le caractère particulier de la plaine du Mateur.

En somme, depuis la transgression milazienne, c'est à un *mouvement négatif*, lent mais continu, qu'est soumis le littoral de la Tunisie septentrionale.

1. Carte du Service géographique de l'Armée à 1/50 000 ; feuilles Porto Farina et El Ariana.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE VI

Buffelus palæindicus FALC. de l'Oued Damous près de Bizerte.

Clichés Ant. Olivieri.

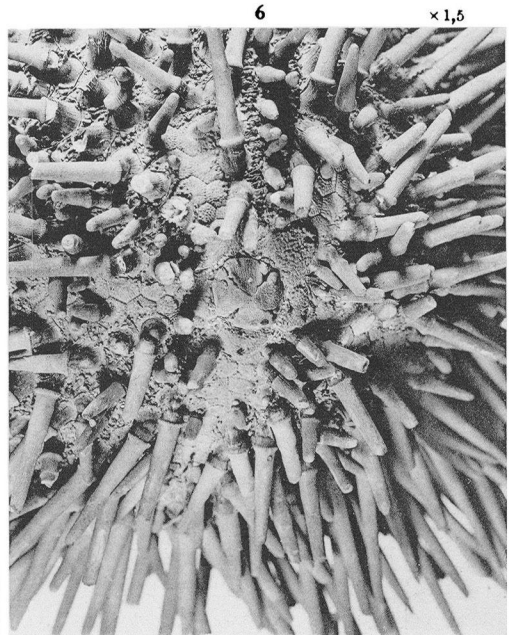
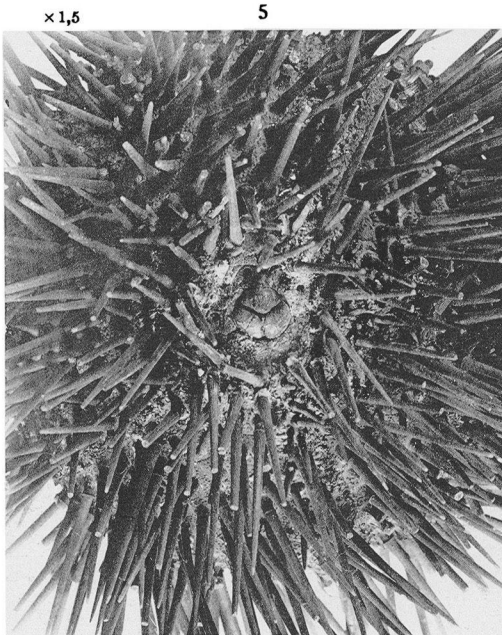
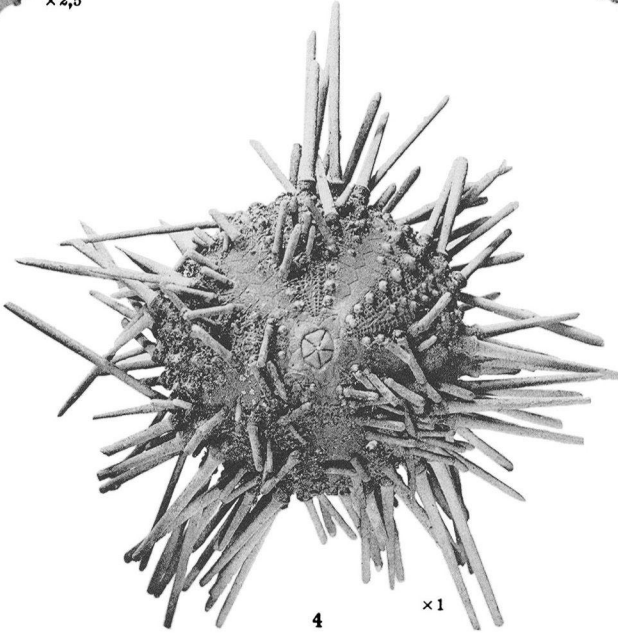
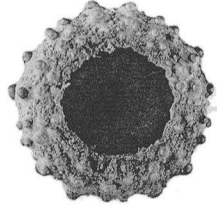
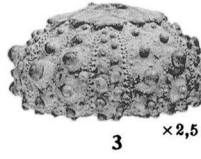
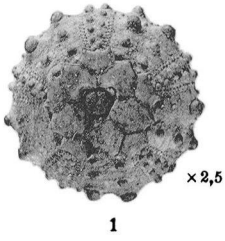
1. Vue d'ensemble de face de la tête osseuse avec les chevilles osseuses des cornes. 1/18. Grandeur naturelle.
2. Base de la tête osseuse : 1/5 G. N.
3. Face latérale de la tête osseuse : 1/6 env. G. N.

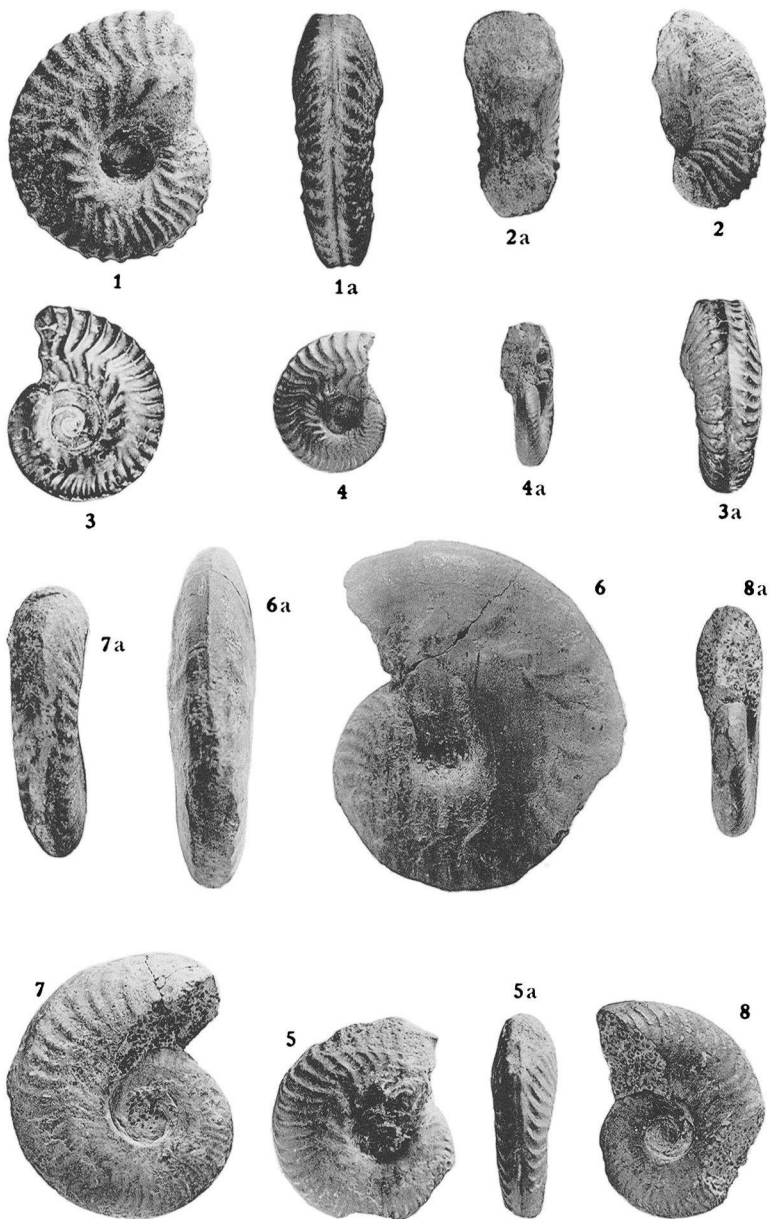
PLANCHE VII.

Buffelus palæindicus FALC. de l'Oued Damous, près de Bizerte.

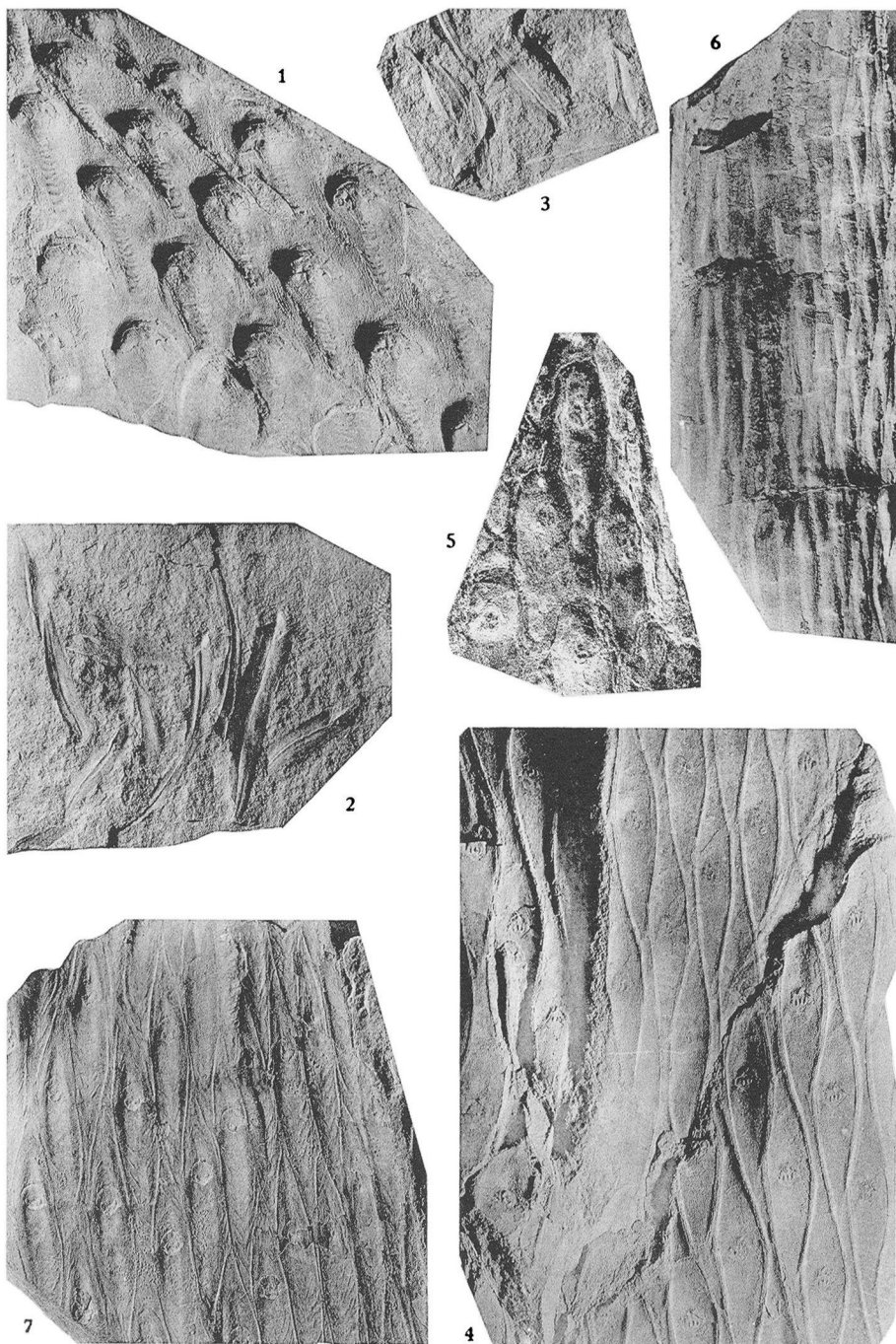
Clichés Ant. Olivieri.

1. Face antérieure du crâne. 1/6 G. N.
2. Face basilaire du crâne. 1/6 G. N.

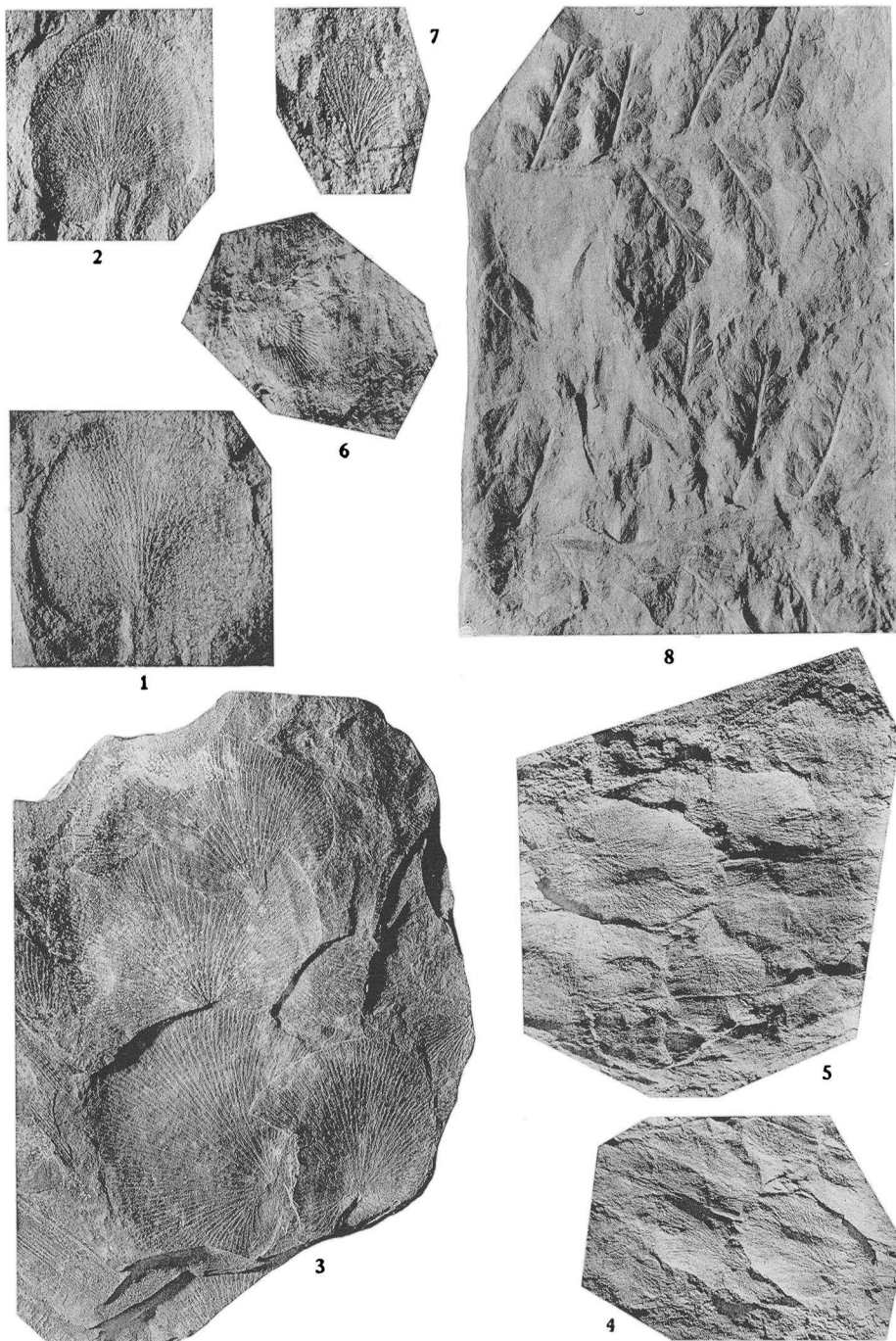




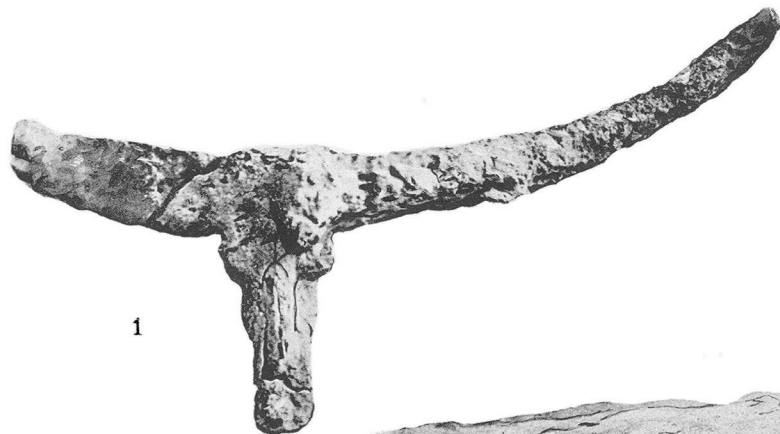
Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris.



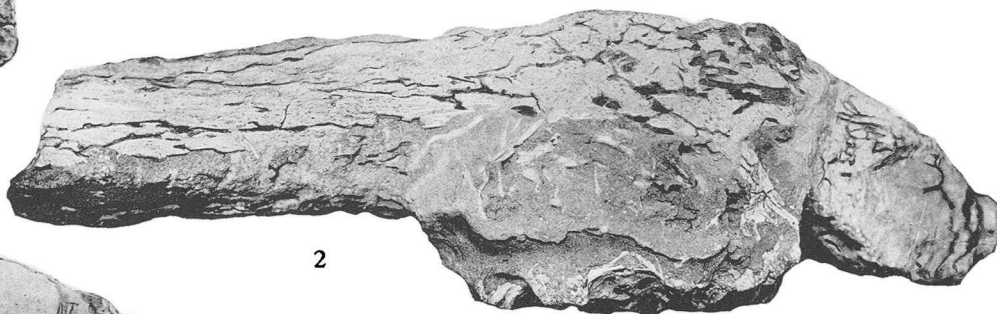
Imp. Tortellier et Cie. Arcueil (Seine)



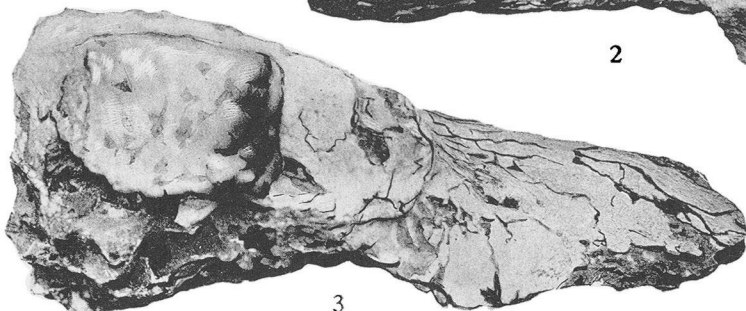
Imp. Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)



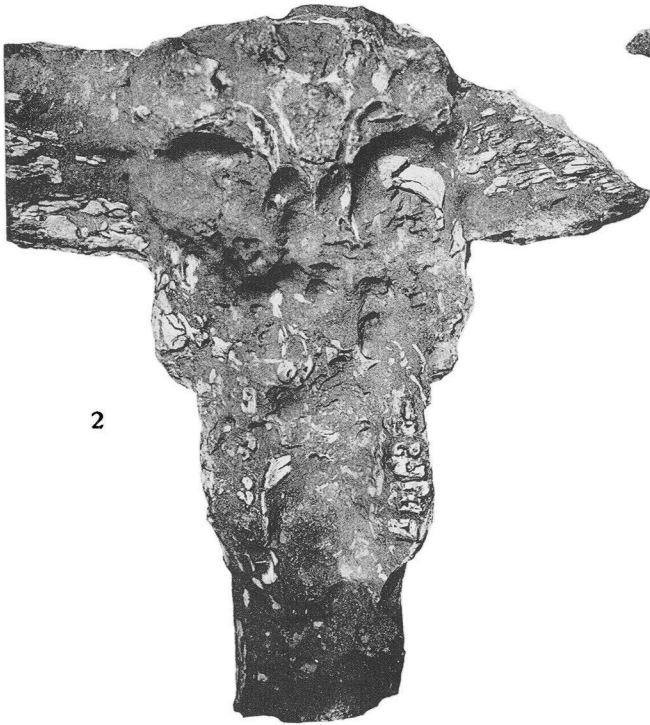
1



2



3



Imp. Tottelier et Cie. Arcueil près Paris

SUR UNE FORMATION QUATERNAIRE MARINE DES CÔTES DE PROVENCE.

PAR **J. Pfender** ¹.

PLANCHES VIII ET IX.

La presqu'île qui porte l'ancien château de Bandol (Var) tombe à pic dans la mer de trois côtés; vers le NW au contraire elle se continue par une étroite pointe basse qui abrite la plage de Renecros.

Cette pointe, de 150 m. de long, qui va s'effilant dans la mer, atteint à sa base 80 m. de large. Elle est entièrement constituée par une formation dont on ne connaît jusqu'ici l'analogue sur aucun point des côtes de Provence : c'est un grès à Corallinées.

Cette formation s'appuie sur le poudingue oligocène qui constitue la presqu'île du vieux château.

Elle apparaît à l'W du grand escarpement qui montre de gros blocs de basalte désagrégé en boules intimement mêlés aux galets calcaires. Tandis qu'à gauche le chemin du bord de mer allant vers Renecros entame la formation gréseuse sur une hauteur de plus de 3 m., du côté droit on n'en voit plus qu'un mince placage au sommet du talus, à 8 m. d'altitude. Le grès se présente avec une inclinaison moyenne de 20° au SW.

A la base de la formation on voit les galets de basalte et de calcaire du poudingue oligocène qui, empruntés à la falaise voisine, formaient sans doute l'ancienne plate-forme littorale, enrobés dans le grès à Corallinées qui les cimente ou les enduit, avec aussi de nombreuses coquilles (pectens) et tubes de serpules. Ce conglomérat constitue à son tour la plate-forme littorale actuelle. Le travail des vagues y creuse des gours, affouille le grès en petites pyramides coiffées et, à l'extrême pointe qui avance en mer, le sculpte même en rameaux délicats d'un aspect surprenant. Mais cette formation est pourtant résistante et devait s'accumuler très rapidement, car les interstices sont recimentés, les fissures comblées par le même grès, quoique plus altéré et rougeâtre.

Au-dessus de la zone des vagues, le grès est assez compact pour former falaise, sur plus de 3 m. de haut, montrant un mur

1. Note présentée à la séance du 2 juin. Ce travail a été exécuté au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris.

27 novembre 1924.

Bull. Soc. géol. Fr., (4), XXIV. — 13.

remarquablement homogène et vertical. Il est composé dans toute sa masse de débris de Corallinacées ; si de loin en loin on peut y voir un Foraminifère, des fragments de coquilles actuelles, de serpules et, en plus grande abondance des débris d'Échinodermes, parmi lesquels des radioles d'Oursins, la grande prépondérance des éléments constitutifs appartient aux Algues calcaires, dont les espèces s'y montrent nombreuses ; ce sont toutes des Algues actuelles de la Méditerranée, en majorité des Corallinées, et avec elles les Mélobésiées qui leur sont souvent associées.

Grâce aux belles publications de M^{me} P. LEMOINE et à ses aimables indications orales, ainsi qu'au Mémoire de M^{me} WEBER VAN BOSSE sur les *Amphiroa* ¹, j'ai pu déterminer les espèces suivantes ² :

CORALLINÉES.

Corallina mediterranea ARESCH.

— *officinalis* LINNÉ.

Jania rubens (L.) LMX.

— *granifera* KÜTZ.

Amphiroa fragilissima (L.) LMX.

— *verrucosa* KÜTZ (particulièrement abondante).

MÉLOBÉSIIÉES.

Lithothamnium Philippii FOSL.

Lithophyllum dentatum ³ KÜTZ.

— *incrustans* PHIL.

— *lichenoides* ELLIS.

— *expansum* PHIL.

— (*Dermatolithon*) *pustulatum* (LMX.) FOSL.

Tenarea tortuosa ESFR.

Bien que ces Mélobésiées appartiennent à des espèces qui contribuent à former les *trottoirs* de la Méditerranée, la plateforme côtière dont il s'agit ici n'a rien de commun avec ces formations d'Algues calcaires bien connues et d'un tout autre aspect. Ici ce ne sont pas des croûtes superposées qui ont formé la roche, mais des débris de thalles provenant de prairies de Corallines toutes proches ; on sait que les fins articles qui constituent ces Algues se dissocient dès que les articulations non cal-

1. Voir *Bibliographie*.

2. Ces espèces sont loin de représenter toutes celles que contient la roche.

3. La différenciation de *L. dentatum*, *incrustans* et *lichenoides* en fragments quelque peu roulés, comme ils se présentent dans le grès de Bandol, repose uniquement sur les dimensions des cellules de l'hypothalle basilaire et la présence du périthalle plus ou moins développé ou son absence complète.

cifiées cessent de les réunir. Aussi les Corallinées ont-elles jusqu'ici été rarement signalées à l'état fossile, et exclusivement à partir de l'Éocène ¹; en Provence particulièrement elles n'ont jamais été trouvées, alors que les Mélobésiées y sont connues en si grande abondance dès l'époque crétacée.

C'est aussi leur structure qui rend leur détermination toujours un peu aléatoire à l'état fossile, les différences d'espèces étant basées sur les caractères de la jointure, que la fossilisation ne conserve pas. Aussi en est-on réduit aux seuls critères donnés par les dimensions des cellules et leur agencement dans le tissu.

Dans le grès de Bandol les Algues se présentent en fragments roulés, extrêmement nombreux (Pl. VIII et IX), voisinant avec des grains de quartz, abondants aussi. Il y a tous les passages entre un agglomérat à peine cohérent de ces éléments et un grès rendu compact par un ciment de calcite cristalline. La calcite du ciment, dans les endroits les plus anciens de la formation, envahit le tissu même des algues, la cristallisation respectant le fin réseau des cellules.

Ce grès sert aujourd'hui de support aux espèces mêmes qui l'ont formé; ces Algues vivent dans la zone littorale ne découvrant jamais; elles sont en grande abondance à cet endroit, les Corallines formant prairie devant la côte. Sur le sable de l'anse abritée de Renecros se trouvent en masse les touffes de ces Corallines, rejetées par la vague, complètement décolorées, emprisonnant dans le lacis de leurs fins rameaux les grains de quartz et les menues coquilles qui, avec elles, ont formé cette grande épaisseur de grès. Ainsi que le faisait remarquer M^{me} Lemoine à propos d'un calcaire à Corallinacées de l'océan Indien ², l'on peut ici aussi suivre tous les passages depuis la roche compacte jusqu'à l'algue vivante.

C'est ainsi que M^{me} Lemoine, ayant reconnu sur les Corallines vivantes que j'ai rapportées de Bandol la présence de *Lithophyllum* (*Dermatolithon*) *pustulatum*, a retrouvé ensuite cette forme dans mes préparations de la roche. De même, c'est parmi les *Jania* si abondantes sur la plage de Renecros qu'elle a reconnu les espèces *rubens* et *granifera*, lesquelles sont vraisemblablement

1. Toutefois M^{lle} RAINERI a décrit parmi des matériaux provenant du Cénomaniens-Turonien de Libye une *Amphiroa* et une *Arthrocardia* qui seraient les premières Corallinées signalées au Crétacé.

2. M^{me} P. LEMOINE. Sur quelques Corallinacées trouvées dans un calcaire de formation actuelle de l'océan Indien, *Bull. Mus. d'Hist. Nat.*, 1917, n° 2.

« Cette petite note a surtout pour but de mettre en évidence la possibilité de signaler dans une région la présence d'algues actuelles au moyen d'une section de roche. »

les mêmes que l'on voit dans le grès, où leur détermination spécifique était rendue difficile pour les raisons déjà exposées.

L'identité des espèces actuelles et de celles du grès de Bandol prouve que cette formation est de date très récente, géologiquement parlant.

Il est curieux qu'elle n'ait été rencontrée qu'en ce point de la côte ; car les mêmes Corallinées se retrouvent actuellement en bien d'autres endroits, je les connais à la Seiche d'Alon (à l'E de Bandol), et dans la calanque de l'Anténore, près la Redonne (côte S de la Nerthe).

Sans doute a-t-il fallu en cet endroit privilégié des conditions tectoniques spéciales.

L'âge d'une pareille formation ne peut être approximativement fixé que par son altitude actuelle qui, d'après M. HAUG, l'assimilerait à la plus basse terrasse que l'on observe dans les vallées voisines.

Il conviendrait donc de l'attribuer à la partie supérieure du Quaternaire proprement dit.

BIBLIOGRAPHIE

1904. WEBER VAN BOSSE (M^{me} A.). Corallineæ veræ of the Malay archipelago.
Siboga Expeditie, LXI, II, pl. xiv-xvi.
1911. LEMOINE (M^{me} P.). Structure anatomique des Mélobésiées. *Ann. Inst. Océanogr. de Monaco*, t. II, fasc. 1.
1913. — Mélobésiées de l'Ouest de l'Irlande. *Nouv. Arch. du Mus. d'Hist. Nat.*, 5^e sér., t. V.
1915. — Calcareous Algæ. *Danish oceanogr. exp. 1908-10*. Vol. II, K 1.
1917. — Sur quelques Corallinacées trouvées dans un calcaire de formation actuelle de l'Océan Indien. *Bull. Mus. d'Hist. Nat.*, n^o 2.
- 1917-19. — Contribution à l'étude des Corallinacées fossiles. III. Corallinacées du Pliocène et du Quaternaire de Calabre et de Sicile recueillies par M. Gignoux. *B. S. G. F.* 4, XVII et XIX.
1920. RAINERI (Dott. RITA). Alghe fossili Corallinacee della Libia. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.* Vol. LIX, fasc. II.
1923. — Alghe fossili mioceniche di Cirenaica. *Nuova Notarisia dir. da De Toni*, ser. XXXV.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII

Aspect général de la roche. FIG. 1. $\times 30$

a et a' : *Amphiroa verrucosa* KÜTZ.

a : hautes cellules 140 μ .

courtes — 70 μ .

largeur de l'article 300 μ .

a' : h. c. 90-100 μ .

c. c. 35 à 40.

largeur de l'article 210 μ .

FIG. 2. $\times 55$ — a et a' : *Amphiroa verrucosa* KÜTZ.

b : *Lithophyllum incrustans* PHIL.

a : hautes cellules 145 μ .

courtes — 55 μ .

b : cellules de l'hypothalle 20 \times 9 μ .

largeur — 135 μ .

cellules du périthalle : 9 à 12 \times 6 μ .

largeur — 75 μ .

FIG. 3. $\times 55$. — a : *Amphiroa* sp.

partie centrale : hautes cellules 80 et 90 μ .

courtes — 20 et 30 μ .

plus courtes — 12 μ .

largeur totale 160 μ .

partie corticale : cellules 9 \times 9 μ .

largeur 45 μ .

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX

FIG. 1. $\times 55$ — a. *Corallina officinalis* LINNÉ ;

cellules 50 \times 7 μ . — largeur de l'article 255 μ .

b. *Lithophyllum (Dermatolithon) pustulatum* (Lmx) FOSL.,
sur un fragment de Coralline.

c. *Lithophyllum lichenoides* ELLIS ;

cellules de l'hypothalle 30 \times 10 μ .

d. *Amphiroa verrucosa* KÜTZ ;

hautes cellules 120 à 135 μ

courtes — 60 μ .

e. *Tenarea tortuosa* ESPER.

FIG. 2. $\times 55$ — a. *Amphiroa fragilissima* (L.) Lmx ;

hautes cellules 60 μ .

courtes — 15 μ .

b, b', *Corallina officinalis* Linné ;

cellules 35 à 50 \times 7 à 9 μ .

largeur de l'article 345 μ .

c, c', *Jania* sp.

largeur de l'article 140 et 120 μ .

d. *Lithophyllum lichenoides* ELLIS ;

cellules de l'hypothalle 25-30 \times 10 μ .

largeur — 195 μ .

e. *Amphiroa verrucosa* KÜTZ ;

hautes cellules 140 μ .

courtes — 45 μ .

LA MÉTHODE ANALYTIQUE BUCKMAN ET SON APPLICATION A L'ÉTUDE DU SYSTÈME JURASSIQUE.

PAR N. Laux ¹.

Si je me fais le protagoniste de la méthode analytique proposée par M. S. BUCKMAN, c'est que j'ai eu l'occasion de l'éprouver au cours de mes recherches dans les plaines toarciennes du Luxembourg. Cette méthode se met avant tout au service de la stratigraphie paléontologique ; j'ose dire qu'elle ne s'arrêtera pas à cette seule branche de l'investigation géologique.

Certes, l'observation directe de fossiles en place sur section verticale restera l'idéal du chercheur. C'est ainsi que les carrières de Rigollier-Vrines, levées par d'Orbigny et mises au point par M. J. WELSCH (VII, 6), mettent en évidence une succession de niveaux composant l'étage toarcien en entier. Il en est sorti une classification qu'on connaît par cœur et à laquelle on revient toujours pour chercher ses attaches.

Cependant, le programme du stratigraphe serait vite épuisé, s'il s'arrêtait à ces seules divisions classiques. Le temps est aux affinements, et l'outillage professionnel est arriéré : les besoins nouveaux réclament les moyens d'y satisfaire.

Il semble évident que les grandes zones une fois reconnues dans des miniatures comme celle de Thouars, le problème des subdivisions, généralement parlant, doit être résolu dans des gisements d'une plus grande ampleur. Souvent alors l'érosion a nivelé les dépôts jusqu'à réduction à l'horizontale. En explorant ces plaines, on peut bien rencontrer par bonheur des saignées, telles les carrières et les tranchées de chemin de fer, qui permettent de détacher dans l'ensemble une sous-zone, un horizon ou un niveau bien détaillés. Mais en général les recherches y donnent ce que la surface peut donner, des fossiles sans connexion établie avec les niveaux supérieur et inférieur.

Il y a bien la méthode topographique dont l'application, surtout à l'aide du baromètre, peut suppléer à l'observation directe défailante. Même lorsque les dépôts renferment des repères lithologiques, trop souvent insidieux du reste, on ne se départit pas volontiers de ce procédé d'orientation avant d'entrer dans

1. Note présentée à la séance du 19 mai.

la matière paléontologique. Mais encore ce procédé ne peut-il faire avancer nos connaissances au delà de celle des grandes zones. Dans ces cas comme dans beaucoup d'autres, il restera en suspens un nombre de fossiles recueillis au hasard des gîtes, surtout en associations hétérogènes dont chaque individu réclame sa place dans l'ordre chronologique.

La comparaison de ces faunes dissemblables est à la base de la méthode proposée par M. Buckman. Les produits des gîtes sont soumis à l'analyse ; le rapprochement de leurs parties intégrantes doit conduire, par voie d'induction, aux liaisons stratigraphiques. Les principes des Francis Bacon et des Stuart Mill sont introduits dans les pratiques de la science géologique.

M. Buckman, à ma connaissance, n'a guère résumé sa pensée dans un exposé systématique complet. Les propositions 1 à 3 qui vont suivre tendent à rendre ses idées maîtresses. Quant aux amplifications et aux considérations générales, elles ont été dictées à l'auteur de ces lignes, tantôt par les leçons de la pratique et de l'expérience, tantôt par les suggestions glanées dans les écrits du savant anglais.

1. *Toutes faunes dissemblables accusent des temps différents.*

Dans la poursuite des travaux chronologiques, les développements lithologiques, reconnus trop aléatoires, finissent par être relégués à l'arrière-plan. Alors, les indications du sédiment, substance véhiculaire, s'effacent devant celles de la faune, substance véhiculée, dont l'évolution se manifeste par des renouvellements beaucoup plus réguliers.

Toutefois la stratigraphie paléontologique n'achèvera de s'émaniciper de la construction lithologique qu'à la condition de faire abstraction des fossiles de facies, comme la plupart des Lamelibranches. Elle s'appuiera surtout sur les Ammonites, qui ont la vie courte et assez indépendante du milieu et de l'habitat. A part quelques groupes d'espèces encore mal définies, ces Céphalopodes fournissent d'excellents indicateurs de subdivisions. Grâce à eux, la loi des faunes dissemblables ici énoncée devient presque un axiome.

2. *Deux faunes partiellement dissemblables se comparent par leurs éléments communs.*

L'observation directe d'une succession de niveaux fait ressortir trois faits saillants assez fréquents :

a) Dans les dépôts amplement développés, les divisions successives, tout en restant autonomes, entrent en fusion paléontologique à leurs points de contact.

b) Dans les dépôts réduits, et même dans les dépôts à plus.

forte sédimentation, les faunes sont condensées en assemblages de formes connues pour appartenir à deux ou trois divisions consécutives.

c) Aux endroits privilégiés il y a accumulations de restes organiques tranchant sur la pénurie relative des alentours.

Ces trois aspects se retrouvent à l'exploration des aires plus ou moins aplanies, où la roche mère détruite ne permet plus d'établir les corrélations. Les gîtes fossilifères y font voir ordinairement, de l'un à l'autre, des associations diverses, mais avec éléments communs.

S'agit-il de flottage de coquilles aboutissant à leur réunion finale dans un ossuaire commun, tels les grains de sable qui se serrent étroitement à un point quelconque au fond d'un baquet rempli d'eau en faible mouvement? Ou faut-il penser à des remaniements occasionnés par des phénomènes de dénudation quasi contemporains du dépôt primitif? Ou bien encore un animal marin aurait-il partagé la fin de son existence avec le début de celle du nouveau venu?

Peu importe. Il suffit de retenir qu'à l'observation directe l'espèce *a* appartenant à un niveau déterminé, se joint plus haut à l'espèce *b* qui, de son côté, s'associera plus tard à l'espèce *c*.

Nonobstant ces combinaisons diverses, nous savons qu'il s'agit de trois temps distincts caractérisés successivement par *a*, *b* et *c*. Et lorsque, dans les champs d'exploration non repérés, nous trouvons en réunion, tantôt les espèces *d* et *e*, tantôt les espèces *e* et *f*, nous pouvons en inférer, par analogie avec le cas précédent, qu'il y a en présence également trois temps successifs occupés par *d*, *e* et *f*, la forme *e* faisant la liaison entre les deux autres.

La méthode inductive ainsi inaugurée, il faut se prémunir, comme en toute discipline, contre les dangers inhérents à la spéculation qui se substitue à l'expérience. Le collectionnement peut être incomplet, la distribution des fossiles peut être irrégulière : autant d'embûches dressées à la tendance aux conclusions intempestives. Mais même la recherche directe a-t-elle jamais conduit à des résultats concluants immédiats?

3. *Il y a répétition faunique, lorsque plusieurs faunes renferment un élément commun dans sa forme typique, ses mutations et ses variétés.*

A la perception de ce qu'il en est resté, la vie ammonitique se révèle sous des aspects variés. Certains types très rares, comme *Frechiella subcarinata*, ne font que passer et disparaître. D'autres formes ou séries de formes, comme les *Dumortieria* et les *Hau-*

gia, dénotent une force expansive plus prononcée, jusqu'à celles enfin qui manifestent un maximum de vitalité, de par leurs alliances successives avec des espèces moins prolifiques. On peut citer le groupe de *Pleydellia aalensis*, qui s'associe à tour de rôle à *Dumortieria Levesquei*, *Dumortieria pseudoradiosa*, *Dumortieria mactra* et le groupe des *Opalinoïdes*. De même, *Hildoceras bifrons* lato sensu, en venant de *Hildoceras Levisoni* auct., se répète en association avec des *Dactyloïdes* comme *D. holandrei*, *D. commune*, *D. braunianum*, *Harpoceras subplanatum*, un autre groupe de *Dactyloïdes*, *D. subarmatum*, *D. mucronatum*, *D. Desplacei* etc., pour s'éteindre au contact de la fourmilière des *Brodiceras*, des *Lillia* et des *Denckmannia*.

Cette situation de fait n'est pas sans entraver les opérations directes, et à plus forte raison celles de la méthode indirecte dont elle tend à vicier les résultats. Si notre collectionnement est assez complet pour nous faire reconnaître les combinaisons $a + b + c$, $a + c + d$, $a + d + e$, nous sommes suffisamment armés pour construire une série dont l'élément commun a est en répétition faunique. Mais si, par aventure, nous ne pouvons opérer que sur des formules incomplètes comme $b + c$, $c + d$, $d + e + a$, nous sommes amenés à placer erronément la forme commune a à l'extrémité opposée à celle qu'elle devrait commencer par occuper d'après le schéma complet.

Heureusement les progrès de la paléontologie tendent à faire disparaître ces difficultés. *Hildoceras bifrons* lato sensu est divisé en *Hildoceras bifrons* BRUG., retenu comme type, et *Hildoceras semipolatum* S. BUCKM. L'observation directe, autant que l'exemple d'analyse faunique que j'essaierai d'exposer plus loin, font voir que *bifrons* est l'aîné de *semipolatum*.

Par les soins de M. Buckman également, les formes *opalinoïdes* ont d'abord été différenciées pour devenir entre autres *Lioceras opalinum* REIN. typique, *Lioceras plicatellum* S. Buckm. et *Lioceras partitum* S. Buckm. Ici encore, la consultation des niveaux, comme j'ai pris à tâche de le rapporter dans une note (XVI, Bulletin p. 45, tiré à part p. 5), a montré que *plicatellum* et *partitum* ont vécu avant *opalinum* typique. Plus récemment, M. Buckman a subdivisé plus amplement les *Opalinoïdes* en *Ancolioceras*, *Lioceras*, *Cypholioceras*, occupant trois niveaux en ordre descendant, suivis de *Canavarina venustula*, forme hybride qui opère la transition vers le groupe de *laalensis*. Ce dernier groupe, à son tour, est décomposé plus loin en *digna* et *Cotteswoldia*. Toutes ces subdivisions paléontologiques seront le mieux assises pour être sanctionnées par l'observation stratigraphique.

Si elles ne le sont pas, l'analyse comparative doit s'essayer à pourvoir au classement chronologique.

C'est ainsi que la paléontologie, souvent tardigrade sur la stratigraphie, réussit parfois à la devancer et à lui donner une impulsion nouvelle. Petit à petit, elle s'attaque aux formes douées en apparence d'une forte longévité, qui ont prêté leur nom aux grandes zones. Ces zones, tout en étant maintenues pour des raisons hiérarchiques, seront fractionnées à l'avenant des ramifications paléontologiques.

La méthode analytique en fera son profit. Si la forme collective a est décomposée en a^1 , a^2 et a^3 , l'ensemble de formules ci-dessus énuméré : $a + b + c$, $a + c + d$, $a + d + e$ deviendra $a^1 + b + c$, $a^2 + c + d$, $a^3 + d + e$. La répétition faunique n'en sera pas moins visible ; et si les formules incomplètes précédemment citées ; $b + c$, $c + d$, $d + e + a$ sont remplacées par $b + c$, $c + d$, $d + e + a^3$, nous serons habiles au moins à fixer à peu près la position chronologique de a^3 , sans que celle de a^1 et a^2 en soit préjugée.

Telle sera, sous peine de déchéance, la fortune de la zone classique à *Amm. aalensis*. Tous ces types pseudo-caractéristiques, saboteurs de niveaux, seront différenciés au gré de la paléontologie et de la chronologie ; et au stratigraphe en mal d'équivalences il apparaîtra qu'en définitive la zone désignée d'après *Amm. aalensis* a une signification différente d'un pays à l'autre, des régions françaises et anglaises à la Souabe, à l'Allemagne septentrionale et, si l'on veut bien, au Luxembourg.

4. L'analyse peut se faire par groupes et par individus.

Qu'on me permette d'illustrer cette proposition par un exemple tiré de la pratique. Pour plus de simplicité, je ne mentionnerai que les noms d'espèces, à moins qu'il ne s'agisse de l'introduction de genres entiers.

Analyse individuelle. A l'endroit A (Esch, Dellhöhe), j'ai trouvé en association : *levisoni auct.*, *holandrei* et *heterophyllum*, cette dernière espèce notée en répétition faunique à partir du niveau inférieur à *falciferum*.

L'endroit B (Noertzange, Lohr) m'a donné : *bifrons*, *holandrei* et *heterophyllum*.

Les deux endroits sont distants de 5 km. l'un de l'autre. Aucune donnée ne permettant de fixer les horizons respectifs, recourons à l'analyse.

Après élimination de *heterophyllum* pour cause de répétition, nous pouvons présumer, par application de la proposition 2, qu'il s'agit de trois niveaux, avec *bifrons* à l'une des extrémités, *levisoni* à l'autre et la forme commune *holandrei* au milieu. Reste à savoir lequel des

deux gîtes, A ou B, est le plus ancien en date. Or, il sera montré par ce qui va suivre que *bifrons* marque le début d'une série de faunes plus récentes ne renfermant plus *levisoni*. Donc *levisoni* doit avoir vécu avant *bifrons*, avec interrègne de *holandrei*.

La suite chronologique probable sera donc :

bifrons, niveau supérieur,
holandrei, niveau intermédiaire,
levisoni auct., niveau inférieur.

Nous rechercherons dans le chapitre suivant la confirmation de cette conclusion.

Analyse collective. Pour poursuivre l'opération, disons que l'endroit B ci-dessus, avec *bifrons* et *holandrei* comme départ, est suivi d'un trajet en ligne horizontale représentant, compte tenu de l'inclinaison des couches (2 à 3 ‰), une suite de dépôts en échelle géologique ascendante.

L'endroit C (Noertzange, Lohrwies), contigu à B, est en nature de pré et inexploable. Désignons par *x* la faune possible de cette assise qui peut avoir 3 m. d'épaisseur.

Suit l'endroit D (Kayl, Klöppel Nord), qui renferme la faune suivante : *cornucopiæ*, *sublineatum*, *Brodiceras*, *Lillia*, *Denckmannia*, *bicarinatedum*, *raquinianum*, *navis*. Nous désignerons cette faune par *a*.

En faisant bloc des documents paléontologiques connus et inconnus des endroits B, C et D, nous arrivons à la formule : *bifrons-holandrei* + *x* + *a*.

Afin de parvenir à une analyse comparative, appelons maintenant en comparaison le gîte fossilifère E (Schiffflange, Kieffeschwies), situé à une distance de 2 km. des endroits précédents. Le dépouillement de ce gîte est fait comme suit :

1°. *bifrons* et *holandrei*, représentants du gîte B.

2°. Un groupe composé de : *crassum*, *mucronatum*, *subarmatum*, *semipolitum*. Désignons ce groupe par *b*.

3°. Le groupe *a* de l'endroit D ci-dessus.

Le rapprochement des résultats obtenus de part et d'autre se résume dans celui des deux formules :

Faunes réunies B + C + D : *bifrons-holandrei* + *x* + *a*.

Faune E : *bifrons-holandrei* + *b* + *a*.

Comme il s'agit de part et d'autre d'un ensemble sans solution de continuité apparente, les deux formules doivent être équivalentes. Après élimination des éléments communs constatés : *bifrons-holandrei* et faune *a*, on peut donc admettre que :

$$b = x.$$

Ce qui revient à dire que l'assise inexploable C, surmontant *bifrons-holandrei* du gîte B et supportant la faune *a* du gîte D, est le niveau probable de *crassum*, *mucronatum*, *subarmatum* et *semipolitum*.

Analyse mixte. 1. La faune du gîte D a été désignée par *a*.

2. Dans le dénombrement de la faune du gîte E, j'ai omis à dessein de mentionner *illustris* et *variabilis*. Ces formes se dérobaient à la

classification précédente et devaient rester réservées à la présente analyse.

3. Pour contrôle, citons encore le gîte F (Noertzangé, tranchée de chemin de fer, ligne directe de Kayl à Schifflange), dont la faune se compose du groupe *a*, augmenté entres autres de *illustris* et *variabilis*.

A la consultation des trois gîtes, il est logique conformément au principe, de considérer *illustris* et *variabilis* comme anneaux nouveaux à ajouter à la chaîne chronologique.

Reste à différencier entre eux *illustris* et *variabilis*. A cette fin nous aurons à entrer dans un autre ordre d'idées.

Tous les échantillons recueillis dans le gîte E, sans excepter *illustris*, sortent de concrétions calcaires grises très dures, à l'exception d'un exemplaire unique de *variabilis*, qui montre une gangue jaune plus tendre. Cette circonstance fait présumer que *variabilis* appartient à un autre temps, en l'espèce plus récent, que tout le restant de la faune, *illustris* compris.

Tous comptes faits, la succession présumée s'établit comme suit :

E	}	F	D	7. <i>variabilis</i> .
				6. <i>illustris</i> .
				5. Groupe <i>a</i> : <i>navis</i> , <i>raquinianum</i> , <i>bicarinatum</i> , <i>Denckmania</i> , <i>Lillia</i> , <i>Brodiceras</i> , <i>sublineatum</i> , <i>cornucopiae</i> .
				4. Groupe <i>b</i> : <i>crassum</i> , <i>mucronatum</i> , <i>subarmatum</i> , <i>semipolitum</i> .
				3. <i>bifrons</i> .
	}	B	2. <i>holandrei</i> .	
			1. <i>levisoni</i> auct.	

Les recherches futures devront tendre à dissocier les éléments de chacun des groupes *a* et *b*. Sinon, il faut avoir recours aux moyens à fournir par la proposition suivante.

5. La synthèse chronologique s'obtient par l'analyse interrégionale.

Dans les travaux de stratigraphie locale, il est d'usage constant d'établir les parallélismes et les équivalences pour les grandes zones. De son côté, le procédé analytique s'appliquera rationnellement aux subdivisions interrégionales. Il en résultera qu'au principal l'analyse latérale viendra suppléer aux manquements de l'analyse verticale opérée sur un point isolé du territoire ; que subsidiairement les grandes zones en seront d'autant mieux délimitées, donc aussi mieux appropriées aux comparaisons. Qu'il me soit permis, par les moyens à ma disposition, de poursuivre dans ce sens l'étude des cas traités au chapitre précédent.

Les rapports de *levisoni* à *bifrons* sont confirmés par voie directe à Stocklinch (Somerset). Une coupe levée par le professeur Watson, élaborée par le docteur Spath et publiée par M. Buckman (III, 450), fait voir en succession directe une couche à *levisoni* auct. non Simpson, inférieure à la couche à *bifrons* et *walcotti*.

Le même résultat peut être obtenu par induction en Aveyron, où M. Monestier (VIII, 324, 326), cite d'abord *levisoni* dans le Toarcien inférieur, ensuite *levisoni* et *bifrons* ¹ associés dans la zone de passage conduisant à la zone à *bifrons*, enfin *bifrons* (avec *commune* et *braunianum*) à l'horizon de base de la zone à *bifrons*.

Entre *levisoni* et *bifrons*, nous avons distingué plus haut un niveau intermédiaire à *holandrei*. Celui-ci est confirmé par Dormal (V, 180), qui a reconnu dans la zone à *bifrons* à Halanzy un niveau inférieur à *holandrei*, un niveau moyen à *bifrons* et un niveau supérieur à *crasum*.

L'horizon basal à *bifrons* comporte encore *commune* et *annulatum*. En effet, la base de la zone à *bifrons* est caractérisée :

En Aveyron (Monestier, VIII, 326), par *bifrons*, *commune* et *braunianum* ;

à Nancy (Joly et Authelin, V, 184), par *bifrons*, *commune* et cf. *annulatum* ;

aux environs de Sedan (Joly, Thiriet, V, 179, 180), par *holandrei* et *commune* ;

à Juville (Joly, V, 187), par *commune* et *annulatum* ;

à Watton, Dorset (J.-F. Jackson, III, 439), par *bifrons* et cf. *commune* ;

en Allemagne septentrionale (Denckmann, X, 109), par *bifrons* et *commune*.

Avant de conclure, essayons encore de tirer au clair le cas de *subcarinata*. Cette forme est citée au Plateau du Larzac (Haug, VI, 969), dans le résumé de la zone à *Coel. commune*, comprenant entre autres *bifrons*.

Dans les comtés de Yorkshire et Somerset, en Aveyron, en Allemagne septentrionale, en Franconie, en Hongrie, en Italie, elle est citée en alliance avec *bifrons* (I, 277 ; VIII, 326, 332 ; XIII, 288).

Le cas est le même en Luxembourg. Benecke (XI, 463) rapporte comme collectionnés ensemble à Esch : *bifrons*, *subcarinata* et *heterophyllum*. Si l'on se rappelle (v. plus haut) que nous avons retiré du gîte B à Noertzange-Lohr : *bifrons*, *holandrei* et *heterophyllum*, suivis en amont d'une faune plus récente ne comprenant pas *subcarinata*, nous pouvons en inférer que *subcarinata* date d'avant *bifrons*.

La dissociation ainsi présumée est confirmée en matière directe par M. Jackson dans les falaises de Watton, comté de Dorset. Une coupe publiée par M. Buckman (III, 401, 403), y met en évidence un niveau inférieur à *subcarinata* et un niveau supérieur à *bifrons*.

Nous pouvons donc compléter comme suit la succession établie à la suite du chapitre précédent :

3. *bifrons*.
- 2 d. *holandrei*.
- 2 c. *commune*.

1. Dans les Provinces baltiques, M. Stolley (XIII, 291) mentionne encore en association cf. *bifrons* et *levisoni*.

2 *b. annulatum*.

2 *a. subcarinata*.

1. *levisoni* auct.

J'ai laissé en contiguïté *bifrons* et *holandrei*, parce qu'à Noertzange Lohr j'ai extrait les deux formes d'un même nodule. Ceci posé, on peut établir en ordre descendant la succession suivante, où la série est graduellement complétée jusqu'au résultat final.

Esch, Halanzy : *bifrons-holandrei*.

Sedan : *holandrei-commune*.

Nancy : *bifrons (-holandrei)-commune-annulatum*.

Watton : *bifrons (-holandrei)-commune (-annulatum)-subcarinata*.

Esch : *bifrons-holandrei (-commune-annulatum)-subcarinata-levisoni*.

Aveyron : *bifrons(-holandrei)-commune(-annulatum)-subcarinata-levisoni*.

Allemagne septentrionale : *bifrons (-holandrei)-commune (-annulatum)-subcarinata-levisoni* (XIII, 291).

Stocklinch : *bifrons (-holandrei)-commune-annulatum-subcarinata-levisoni*.

Le règne de *bifrons* limité à la forme typique semble aussi éphémère que celui de maintes espèces moins caractéristiques et moins répandues. La direction est vite prise à nouveau par des *Dactyloïdes* qui excellent par le nombre d'espèces et de variétés. Le dépouillement en est particulièrement embarrassant, et pour le paléontologiste forcé de déterminer des échantillons douteux selon sa conscience individuelle, et pour le chronologiste contraint à opérer sur ces déterminations.

En s'inspirant de données puisées dans Dumortier sur le Bassin du Rhône, en partie confirmées dans le Yorkshire, M. Buckman (I, 276) place en superposition sur *bifrons*, d'abord *fibulatum*, ensuite *braunianum*.

Ce classement est encore partiellement confirmé en Aveyron. M. Monestier y énumère *bifrons* et *braunianum* à l'horizon de base (VIII, 326), surmontant la zone de passage (VIII, 324) à *bifrons* et *levisoni*.

La série se poursuit en gisements assez bien localisés dans plusieurs régions.

A Esch, nous avons cité comme surmontant *bifrons*, un groupe composé de *subarmatum*, *mucronatum*, *crassum*, suivis plus haut de *raquinianum* et des *Lillia-Haugia*.

A Nancy (Joly, Authelin, V, 184), la sous-zone *b*, au-dessus de la sous-zone *a* à *bifrons*, *commune* et *annulatum*, renferme : *subarmatum*, *desplacei*. Elle est couronnée par la sous-zone *c* à *crassum*, *raquinianum* et *Haugia*.

A Juville (Joly, V, 187), le niveau 4, surmontant le niveau stérile 3 et le niveau 2 à *commune* et *annulatum* a produit : cf. *braunianum*, *subarmatum*, *desplacei*, *youngi*, *mucronatum*, *crassum*, *raquinianum* et *Haugia*.

En Aveyron, le compte rendu de M. Monestier promet encore, comme à Nancy et à Esch, de localiser *mucronatum* (VIII, 328), *cras-*

sum et *raquinianum* (VIII, 328) au niveau supérieur de cette assise de *Dactyloïdes*, en contact avec les *Lillia* (VIII, 326, 328).

Le rapprochement de toutes ces données conduit au tableau analytique suivant, dressé en ordre descendant.

	Esch Niv. sup.	Nancy Niv. Sup.	Esch Niv. inf.	Nancy Niv. inf.	Juville	Aveyron	Rhône
<i>Lillia-Hangia-raquinianum</i>	×	×			×	×	
<i>Crassum</i>		×	×		×	×	
<i>Mucronatum</i>		×	×		×	×	
<i>Subarmatum</i>			×	×	×	×	
<i>Desplacei</i>				×	×	×	
<i>Youngi</i>					×	×	
<i>Braunianum</i>					×	×	×
<i>Fibulatum</i>							×

Ce tableau, réduit aux seuls *Dactyloïdes* pour éviter les embrouillements, ne reproduit certainement pas toute la faune de l'époque. Il y a lieu d'y introduire les formes associées *subplanatum* et *semipolium* spécifiquement séparé de *hifrons*.

Rapport de *semipolium* à *subplanatum*. En Angleterre (Buckman, III, 453), *semipolium* figure à la base des « Cotteswold Sands », surmontant *subplanatum* au sommet des « Northampton Beds ».

Rapport de *semipolium* aux *Dactyloïdes*. A Esch nous avons vu que *semipolium* figure avec *subarmatum*, *mucronatum* et *crassum* au-dessous de *raquinianum*.

Rapport de *subplanatum* aux *Dactyloïdes*. A Nancy (Authelin, V, 184), *subplanatum* est placé avec *subarmatum* et *desplacei* au-dessous de *crassum* et *raquinianum*.

Nous pouvons donc compléter le classement comme suit, en retenant comme fait acquis l'ordre des *Dactyloïdes* entre eux, établi par le tableau précédent.

L'entrée en scène d'une multitude de types nouveaux réunis dans les zones à *lillia* et à *variabilis* de M. Buckman fait époque dans l'histoire toarcienne. L'extrême densité de la faune par endroits s'opposant à l'analyse individuelle par espèces, il faut se borner, le cas échéant, à l'analyse collective par genres.

A Esch, nous avons noté ci-dessus comme éléments des gîtes D, E et F : *cornucopiae*, *sublineatum* (entrant en répétition), *Brodiceras*, *Lillia*, *Denckmannia*, *bicarinatedum* (se mettant en répétition), *raquinianum*, *navis*, *illustris*, *variabilis*. A la suite de cette énumération j'ai détaché les *Haugia* comme les plus récentes, les espèces *navis*, *illustris* et *variabilis* se succédant en ordre ascendant. Quant à *bicarinatedum* et cf. *raquinianum*, je les ai retrouvés réunis dans un nodule

sur le plateau de la côte de Noertzange. Enfin, j'ai recueilli dans les trois gîtes D, E et F des échantillons appartenant aux genres *Grammoceras*, *Pseudogrammoceras* et *Phlyseogrammoceras*, non mentionnés pour éviter le brouillage.

Esch	Angleterre	Nancy
D. <i>Lillia-Haugia-raquinianum</i>	Cotteswold Sands	Bifrons C } <i>Haugia-raquinianum</i> (bifrons) <i>crassum</i>
C. { <i>semipolatum</i> <i>crassum</i>		
C. { <i>mucronatum</i> <i>subarmatum</i> <i>desplacei</i>	Bifrons B } <i>subplanatum</i>	

En Allemagne septentrionale, une puissante assise de schistes bitumineux (Denckmann, X, 109) renferme à la base *bifrons* et *commune*, et au-dessus, des Ammonites écrasées indéterminables. Cette assise est surmontée par les « Dörntener Schiefer » dont les deux bancs inférieurs (X, 98) contiennent *navis*, *cornucopiae*, *sublineatum* et *Grammoceras* (*doerntense*), le banc du milieu (X, 98) *bicarinatedum*, noté en répétition (IX, 64), *illustris*, cf. *variabilis* (IX, 76), ainsi que des espèces appartenant surtout aux genres *Grammoceras* et *Pseudogrammoceras*.

En Alsace, M. Schirardin cite les deux *hemerae* de M. Buckman. La zone à *lilli* contient entre autres au niveau supérieur : *Brodiceras* et *Lillia* (XII, 350). La zone à *variabilis* se compose principalement dans sa partie inférieure de *Denckmannia*, *Haugia*, *Grammoceras*, *Pseudogrammoceras* (XII, 352). L'espèce *bicarinatedum* est citée en répétition dans la zone à *lilli* (XII, 351, assez rare), au niveau inférieur de la zone à *variabilis* (XII, 355, très fréquente) et au niveau moyen de cette même zone (XII, 352, rare). Enfin *raquinianum* est mentionné dans la zone à *variabilis* (XII, 353, note en bas).

Les desiderata pour la chronologie sont les suivants : a) les *Brodiceras* et les *Lillia* sont réunis dans la zone à *lilli* en Alsace ; b) *bicarinatedum* est noté en répétition à Esch, en Allemagne septentrionale et en Alsace où son début assez probable est au sommet de la zone à *lilli* ; c) *bicarinatedum* et *raquinianum*, à Esch, sont réunis dans un

nodule, donc présumés quasi contemporains ; d) les *Denckmannia* et les *Haugia* sont localisées dans la zone à *variabilis*, en Alsace ; e) *cornucopiae* et *sublineatum* sont alliés à *navis*, en Allemagne septentrionale ; f) *sublineatum* se met en répétition en quittant *cornucopiae*, à Esch ; g) les *Haugia* : *navis*, *illustris* et *variabilis* se succèdent en ordre ascendant, à Esch et en Allemagne septentrionale.

Sur le vu de ces données et en nous arrêtant devant les *Grammoce- ras*, les *Pseudogrammoceras* et les *Phlyseogrammoceras*, par où l'opération analytique aura à se poursuivre, nous pouvons noter en ordre ascendant assez approximatif : *Brodiceras*, *Lillia*, *bicarinatum*, *raquinianum*, *Denckmannia*, *cornucopiae*, *sublineatum*, *navis*, *illustris*, *variabilis*.

Le tableau synoptique de la page suivante est un essai de généralisation des résultats exposés. Je le soumets, en toute modestie et sans présomption, à l'appréciation de ceux qui voudront bien s'y intéresser.

Telle que j'ai essayé de l'exposer, la méthode analytique peut être en œuvre suivant des modalités diverses. Qu'elle s'exerce en sens vertical ou latéral, le résultat sera toujours le démembrement des faunes entraînant la désagrégation des classifications établies. En individualisant les sujets dans leurs rapports chronologiques, on arrive forcément à la notion d'un temps distinct pour chaque espèce, exclusif des temps antérieur et postérieur assignés aux espèces voisines.

Cette notion ne peut pas être fictive. Il serait difficile de prêter une vie absolument isochrone à deux espèces même réunies dans un nodule. Ces deux espèces peuvent avoir fourni leur trajet en commun pendant un certain temps ; mais leur première apparition ne peut guère avoir eu lieu qu'à des dates différentes. Alors, l'intervalle compris entre ces deux dates appartient en propre au premier occupant ; et la somme des temps ainsi revendiqués individuellement par les composants d'une zone doit parfaire l'époque entière représentée par cette même zone.

Théoriquement, la notion des temps fractionnés à l'infini a donc sa raison d'être. Elle ne l'a pas moins au point de vue pratique. En nous faisant enregistrer les espèces à mesure qu'elles sortent du dépouillement, l'analyse différentielle tendra à nous affranchir du maquis des enchevêtrements et des superfétations troublantes. Dans son essence, elle viendra suppléer aux indications insuffisantes de la gangue véhiculaire issue de la tourmente, souvent remaniée, toujours avare d'enseignements précis.

Il est vrai qu'en même temps la hiérarchie traditionnelle sera détruite. Les zones, les sous-zones, les horizons, seront livrés à la dissolution ; les types caractéristiques seront négligés comme tels ; les faunes dominantes n'auront plus le pas sur les faunes assujetties, l'invasion de types cryptogènes cessera d'entrer en ligne de compte.

Mais tout cela ne se fera que provisoirement et pour les besoins de l'analyse, qui n'est que le moyen, non le but. La reconstitution des groupements conventionnels ou naturels se fera tout aussitôt par la

CHRONOLOGIE TOARCIEUNE. ZONE A *HILD. BIFRONS* ET EXTENSIONS.

	Thouars VII, 7, 8.	Esch Laux	Alsace XII, 347-356	Aveyron S E VIII, 324-329	Nancy V, 184	Allemagne septentrionale X, 98, 109	Wurtemberg XIV, 265-279	Chronologie S. Buckman III, 453
Variabilis.	×	×	×	×		×	×	Variabilis
Illustris.		×	×	×		×		
Navis.	×	×	×	×		×		
Sublineatum. .		×	×	×		×		
Cornucopiae. .		×	×	×		×		
Denckmannia. .		×	×	×		×		
Raquinianum. .		×	×	×		×		
Bicarinatedum. .		×	×	×		×		
Lillia.	×	×	×	×		×		Lillia
Brodiceras.		×	×	×		×		
Semipolittum. .		×	×	×		×		Semipolittum
Crassum.		×	×	×		×		
Subplanatum. .	×	×	×	×		×		Subplanatum
Mucronatum. .		×	×	×		×		
Subarmatum. .		×	×	×		×		
Desplacei.		×	×	×		×		
Youngi.		×	×	×		×		
Braunianum. .		×	×	×		×		Braunianum
Fibulatum.		×	×	×		×		Fibulatum
Bifrons.	×	×	×	×		×		Bifrons
Holandrei.	×	×	×	×		×		
Commune.		×	×	×		×		
Annulatum		×	×	×		×		
Subcarinata. .		×	×	×		×		Subcarinata
Levisoni auctt.	×	×	×	×		×		Pseudovatum
		×	×	×		×		Harp.gen.sp.nov.
		×	×	×		×		Hildoceratoides

simple réunion des individus en faisceaux, selon la tradition passée au crible de la critique. Il en résultera, espérons-le, une synthèse moins aléatoire et mieux raisonnée.

Cette synthèse procédera du concours de facteurs complémentaires l'un de l'autre. D'une part, le procédé analytique prendra utilement ses repères dans les faits concrets observés. De leur côté, ces produits de l'observation directe seront mis en ordre par l'organisation analytique. Les deux méthodes, en se débarrassant réciproquement de leur trop-plein transcendantal ou empirique, vont opérer en commun pour guider la science stratigraphique dans la voie évolutive de la classification et de la chronologie.

OUVRAGES CONSULTÉS.

Dans le corps de l'étude, les chiffres romains renvoient aux ouvrages de cette liste, les chiffres arabes à la page de l'ouvrage cité.

I. S. S. BUCKMAN. Jurassic Chronology. I. Lias. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 73, Part 4, pp. 257-327. Londres, 1918.

II. S. S. BUCKMAN. Jurassic Chronology, I. Lias. Supplement I. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 76, Part 1, pp. 62-103. Londres, 1920.

III. S. S. BUCKMAN. Jurassic Chronology. II. Preliminary studies. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 78, Part 4, pp. 378-457. Londres, 1922.

IV. S. S. BUCKMAN. Jurassic Chronology. A. Upper Oolites. P. 5-54. Reprinted with corrections from *Type Ammonites*. Vol. 4, Londres, 1922, 1923.

V. HENRY JOLY. Le Jurassique inférieur et moyen de la bordure du Nord-Est du bassin de Paris. *Thèses Fac. Sc. Nancy*, 1908.

VI. ÉMILE HAUG. *Traité de Géologie*, Paris, 1908 à 1911.

VII. JULES WELSCH. La Géologie des environs de Thouars et l'étage toarcien. Niort, 1911.

VIII. J. MONESTIER. Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien inférieur et du Toarcien moyen dans la région SE de l'Aveyron. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. XXI, pp. 322 à 344. Paris, 1922.

IX. A. DENCKMANN. Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar, mit besonderer Berücksichtigung der Fauna des oberen Lias. *Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preussen*. 8, 2. Berlin, 1887.

X. A. DENCKMANN. Studien in deutschen Lias. *Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt*, 1892. Berlin, 1893.

XI. E. W. BENECKE. Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. *Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr.* N. F. 6. Strasbourg, 1905.

XII. J. SCHIRARDIN. Der obere Lias von Barr-Heiligenstein. *Mitt. d. geol. Landesanstalt v. Els.-Lothr.* Band 8, Heft 3, p. 339-448. Strasbourg, 1914.

XIII. E. STOLLEY. Ueber den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. *Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Paläont.* 28. Stuttgart, 1909.

XIV. TH. ENGEL. Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. Stuttgart, 1908.

XV. N. LAUX. Le Toarcien et l'Aalénien dans le bassin d'Esch. Aalénien inférieur. *Bull. Soc. Naturalistes luxembourgeois*, année 1921, p. 8-29. Luxembourg.

XVI. N. LAUX. Le Toarcien et l'Aalénien dans le bassin d'Esch. Aalénien supérieur. *Bull. Soc. Naturalistes luxembourgeois*, année 1922, pp. 43 à 58. Luxembourg.

XVII. N. LAUX. Sur la Géologie du gisement de minerai de fer oolithique dans les bassins franco-luxembourgeois. *Bull. Soc. Naturalistes luxembourgeois*, année 1922, p. 63 à 74. Luxembourg.

LA STRUCTURE DE LA DORSALE TUNISIENNE ET LES GRANDES ZONES TECTONIQUES DE LA TUNISIE

PAR **Louis Gentil** ¹.

J'ai entrevu l'existence possible de nappes de charriage dans l'Afrique du Nord dès l'année 1902, d'après les coupes que j'ai données dans ma thèse de doctorat, sur le littoral oranais, notamment sur la bordure nord-est du massif des Trara ². Cette question a été ensuite nettement posée par M. Pierre Termier en 1906, à propos de la structure de la Tunisie ³; elle a été reprise au sujet du Maroc, en 1918, par MM. Lugeon, L. Joleaud et moi ⁴.

Elle a été de la part de mes collègues d'Alger le sujet de discussions qui, présentées sous une autre forme, auraient pu être beaucoup plus fécondes. MM. Brives, Dalloni et Savornin ont nié l'existence des phénomènes de recouvrement dans nos possessions nord-africaines. M. Savornin, en particulier, s'est attaché à montrer, qu'aussi bien au Maroc qu'en Algérie, la structure de la zone accidentée de l'Atlas tellien devait être interprétée sans faire intervenir les nappes de charriage.

Il semble cependant que mon distingué collègue d'Alger soit un peu revenu sur sa manière de voir, après une étude qu'il vient de faire de la région de Taza où j'avais signalé, en 1908, l'existence d'une nappe éocène ayant chevauché, jusqu'au massif primaire et jurassique du Moyen Atlas, les dépôts néogènes de l'ancien détroit Sud-Rifain ⁵. Du moins M. Savornin s'exprime ainsi en manière de conclusion :

« La coupe publiée par M. L. Gentil (*loc. cit.*, fig. 3) à 10 km. ouest de Touahar, représente fidèlement le schéma de toute la vallée de l'Innaouen... Je tiens à souligner que, pour la première fois en Afrique du Nord, l'existence d'une nappe de charriage ne souffre aucune discussion. L'accord ne peut qu'être unanime entre géologues de ce pays. J'enregistre d'autant plus volontiers ce résultat que, depuis bien des années, mes attentives recherches aboutirent à infirmer les arguments présentés à l'appui de l'existence de trop nombreuses autres nappes ⁶ ».

Je donne acte à M. Savornin de cette déclaration qui ne manque pas de courage après les critiques un peu acerbes qu'il m'a adressées

1. Note présentée à la séance du 23 juin 1924.

2. Esquisse stratigraphique et pétrographique du Bassin de la Tafna. Alger, 1902, pp. 493-514, fig. 112 à 116.

3. *CR. Ac. Sc.*, t. 143, 1906, p. 137 et *B. S. G. F.* (4), t. VIII, p. 122.

4. *CR. Ac. Sc.*, t. 166; 1918, pp. 217, 270, 472 et 614.

5. *B. S. G. F.*, 1918 (4), XVIII, p. 129.

6. *CR. Som. S. G. F.*, 4 déc. 1923 (4), XXIII, pp. 200-201.

7. *CR. Ac. Sc.*, t. 177, 1923, p. 1166.

pendant des années et dans lesquelles il ne s'agissait pas précisément de trop nombreuses nappes, mais d'une seule, puisqu'il a même nié les chevauchements que j'ai signalés entre Nemours et l'oued Kiss, qui sont pourtant d'une remarquable netteté, et au sujet desquels je n'ai jamais parlé que d'une nappe liasique.

Je tiens de mon côté à reconnaître que les notes ou mémoires publiés sur les nappes nord-africaines s'appuyaient sur un nombre assez restreint de faits pour une généralisation pourtant nécessaire. Et l'infirmité de tel ou tel fait pouvait jeter le doute sur l'existence même des nappes de charriage dans le Nord de l'Afrique. C'est ainsi que je me suis rapidement rendu compte que le régime des nappes empilées que nous avons envisagé dans le massif jurassique du Zerhoun, du Kefs, etc. MM. Lugeon L. Joleaud et moi, est en réalité un régime d'écaillés situé en avant du front de la nappe éocène que j'ai suivie depuis Taza jusque dans le R'arb marocain¹.

I. — STRUCTURE DE LA DORSALE TUNISIENNE

Un voyage d'étude effectué au début de la présente année en Tunisie, m'engage à revenir sur la structure générale de cette partie orientale de nos possessions nord-africaines et à l'interpréter, dans certaines parties, autrement que nous l'avons fait, M. L. Joleaud et moi².

Je rappellerai à ce sujet, que nous avons pensé qu'il existait dans la région de Bizerte, entre ce grand port et Tebourzouk, deux ou peut-être même trois nappes de charriage, la plus élevée formée par le Trias, la seconde par le Lias et les Schistes paléozoïques et la troisième, éventuelle, par le Néocrétacé et le Nummulitique. Nous avons considéré ces nappes comme postérieures au dépôt des argiles du Miocène Moyen et antérieures à la formation des sables et des grès sahéliens : elles auraient été poussées du NNW vers le SSE³.

Nous avons en outre admis que les djebels Bou Kournine, Ressas et Zaghouane qui font partie de la chaîne qui, traversant la Tunisie de part en part du NE au SW est désignée sous le nom de *Dorsale tunisienne* ; nous avons admis que ces massifs rocheux jalonnent le front d'une nappe de charriage constituée par des calcaires liasiques et tithoniques. Le Dj. Ressas correspondrait ainsi à un renflement amygdaloïde du front de la nappe limité par deux zones

1. Il m'est infiniment agréable de remercier ici M. l'ingénieur Berthon, chef du Service des Mines de la Tunisie, et son jeune et distingué collaborateur, M. Marcel Solignac, ainsi que M. Laborde, directeur des Mines du Djebel Ressas, qui m'ont si aimablement accueilli.

2. *CR. Ac. Sc.*, t. 165, 1917, p. 365.

3. *CR. Ac. Sc.*, t. 166, 1918, p. 42.

d'étirement : ce serait un bloc de Jurassique qui aurait basculé contre un anticlinal du substratum, alors que le Trias constituait une nappe supérieure. Le Dj. Bou Kournine ne serait qu'un Ressay décapé dont la moitié inférieure subsisterait seule; enfin le Zaghouane ne serait qu'un très grand Ressay.

Dans le Nord de la Tunisie, le Trias qui affleure sur de grandes surfaces forme deux bandes distinctes. La première part de la pointe la plus septentrionale de l'Afrique, le Ras ben Sekka situé à l'ouest de Bizerte, pour se relier au grand lambeau de Souk Ahras (Constantine) par les collines qui bordent, à l'ouest, la Garaet el Achkeul et par le vaste bombement elliptique du plateau d'Hedil. La seconde bande jalonne la ride qui traverse la Tunisie du NE au SW, depuis Ras el Djebel jusqu'à l'Ouenza (Constantine), et comprend les collines tertiaires situées entre la dépression des lacs de Bizerte et les plaines de la Basse Medjerda; enfin, elle englobe les montagnes de Chouigui, de Lensarine, de Saint-Joseph de Tibar, etc...

Il résulte des intéressantes recherches et des levés de détails de M. Solignac que ce Trias est manifestement en recouvrement sur le Crétacé inférieur et qu'il a subi des poussées du NW vers le SE, immédiatement avant les dépôts du Miocène supérieur. De plus, le complexe Crétacé supérieur-Éocène inférieur et moyen de ces régions nord-tunisiennes forme de grandes lames de décollement poussées dans le même sens sur le Trias.

Il semble donc bien que les remarquables études de M. Solignac confirment la structure du Nord-Tunisien caractérisée, par des phénomènes de recouvrement, qui a été admise par ses devanciers.

Mais des faits stratigraphiques qui infirment quelques-uns de ceux que nous avons invoqués dans notre étude, M. L. Joleaud et moi, des vues nouvelles éclairées à la lumière de la tectonique de l'autre extrémité (Maroc) de notre empire colonial nord-africain, me conduisent à une interprétation toute différente de celle que nous avons donnée sur la structure de la *dorsale tunisienne*.

Les parties saillantes de cette chaîne sont réparties sur une soixantaine de kilomètres, depuis le fond du golfe de Tunis où le Dj. Bou Kournine s'élève à 576 m., par le Dj. Ressay qui atteint la cote 795, jusqu'au Dj. Zaghouane qui forme le massif le plus imposant en surface et en hauteur (1295 m.). Ces trois reliefs forment la bordure d'une vaste plaine sillonnée par les réseaux de l'oued Miliane et de la basse Medjerda; ils sont flanqués, à l'est, par des collines moins élevées, affouillées par de petits fleuves côtiers qui se jettent, les uns dans le golfe de Tunis, les autres dans le golfe de Hammamet.

Les terrains qui prennent part à la structure de la *dorsale* ont fait l'objet d'importants travaux de la part de nombreux géologues parmi lesquels Rolland, Le Mesle, Philippe Thomas, Alexandre Joleaud, Léon Pervinquière, Léonce Joleaud, Solignac, etc. Ils forment une série presque complète des terrains secondaires que l'on peut résumer très brièvement.

Le **Trias** lagunaire avec des gypses salifères, cargneules, marnes bariolées, offre les caractères constants dans toute l'Afrique du Nord.

Le **Lias**, formé de calcaires gris compacts, à silex noirs, surmontés de calcaires rosés en lits réguliers, avec Bélemnites, *Hildoceras bifrons* BRUG., du Toarcien ; cette série se termine au Dj. Bou Kournine par des calcaires siliceux noirs à *Harporoceras opalinum* REIN. de l'Aalénien.

Entre le Lias et l'**Oolithique** se montre une brèche que M. Pierre Termier a comparée à la brèche du Télégraphe.

La série oolithique offre deux faciès distincts :

Au Dj. Bou Kournine, au sud-ouest du Dj. Zaghouane et dans les pointements jurassiques de la plaine du Fahs, l'**Oxfordien** est représenté par des calcaires noduleux, rouges ou gris, alternant avec des marnes schisteuses rosées ou rouges et des calcaires marneux lie de vin.

Ces couches renferment une faune importante, surtout dans la zone à *Pelloceras transversarium* QUENST. de l'Argovien.

Au Dj. Ressas, l'Oxfordien est représenté par des calcaires gris ou rosés.

La série jurassique est complétée par un **Tithonique** développé, formé de calcaires marneux, rognoneux, rouges, à *Phylloceras isotypum* BEN., *Perisphinctes Kobelli* NEUM. ; puis, de calcaires massifs à *Ellipsactinia*. On trouve encore dans ces formations des Térébratules trouées du genre *Pygope*.

L'épaisseur de ces couches est assez importante. Dans le Dj. Ressas, le Lias a environ 250 m. et l'Oolithique 600 m. de puissance.

La série crétacée est complète, à l'exception du Turonien qui manque comme partout ailleurs dans les dépôts géosynclinaux du Nord-Africain.

On y a reconnu :

Le **Valanginien**, formé d'alternances de quartzites bruns à empreintes mécaniques et de marnes gréseuses et schisteuses à Bélemnites plates (*Duvalia lata* DE BL.), avec *Hoplites Roubaudi* KIL. ; puis de marnes grises avec calcaires en plaquettes à *Holcostephanus Astierianus* D'ORB. Cet étage est notamment développé autour du Dj. Ressas.

L'**Hauterivien**, représenté par des marnes grises à *Duvalia dilatata* DE BL.

Le **Barrémien**, formé de calcaires marneux bleuâtres alternant avec des marnes grises, avec une faune importante à *Macroscaphites Yvani* PUZ.

L'**Aptien**, composé de marnes grises ou blanchâtres, avec bancs de

calcaires jaunes ou rosés caractérisés par *Duvalia Grasianus* D. et *Phylloceras Guettardi* RASP.

L'**Albien**, représenté par des marnes très argileuses, schisteuses, avec petits bancs calcaires à *Mortoniceras inflatum* Sow.

Le **Cénomanién**, formé d'alternances de marnes schisteuses, grises, avec calcaires en plaquettes et calcaires rognoneux à empreintes d'Algues. Il est caractérisé surtout par une faune d'Échinides.

Le **Sénonien**, composé de marnes grises surmontées de marno-calcaires à Échinides : *Stenonia tuberculata* DES., *Ovulaster Zignoanus* MUN. CH. etc.

Cette série crétacée est puissante, son épaisseur totale dépasse 2.000 m. Elle a notamment fait l'objet d'un remarquable travail de la part d'Alexandre Joleaud¹.

Pour bien comprendre la tectonique de la dorsale tunisienne, du moins dans sa partie septentrionale, il convient d'examiner d'abord le Dj. Ressay qui offre la structure la plus nette.

Le Djebel Ressay. — Cette montagne constitue un îlot rocheux émergeant de plus de 700 m. au-dessus de la plaine, sorte d'arête aiguë orientée NE-SW et formée de calcaires liasiques et oolithiques. Elle est adossée, à l'est, aux collines argilo-calcaires crétacées des djebels Khoridja et Djoufi. La pointe NE forme une masse moins proéminente, de moins d'un kilomètre de dimensions, désignée sous le nom de Petit Ressay (500 m.); l'autre partie, allongée de près de 3 km. d'étendue, forme l'arête en lame de scie du Grand Ressay (795 m.).

La compacité des calcaires jurassiques, qui cache la stratification des couches, a laissé entrevoir dans cette montagne un pli anticlinal ou un dôme anticlinal orienté suivant son axe orographique. Les apparences inclineraient plutôt à croire à l'existence d'un synclinal des calcaires secondaires, ce qui nous a incités, M. L. Joleaud et moi, à supposer que les calcaires jurassiques du Ressay formaient un anticlinal plongeant implanté sur un anticlinal des schistes néocomiens.

Une étude attentive me conduit à admettre qu'en réalité la structure de cette montagne est monoclinale.

La coupe transversale de l'arête calcaire, dirigée NW-SE, par le point culminant, montre en effet une succession régulière des calcaires liasiques, puis des calcaires oxfordiens, enfin des calcaires tithoniques, en couches à peu près parallèles sur une épaisseur totale de près de 800 m. Cette série, fortement redres-

1. B. S. G. F., (4) I, 1901, pp. 113-146.

sée, est sensiblement renversée, vers le SE, de 10 à 15° au delà de la verticale; et le Tithonique repose, en superposition anor-

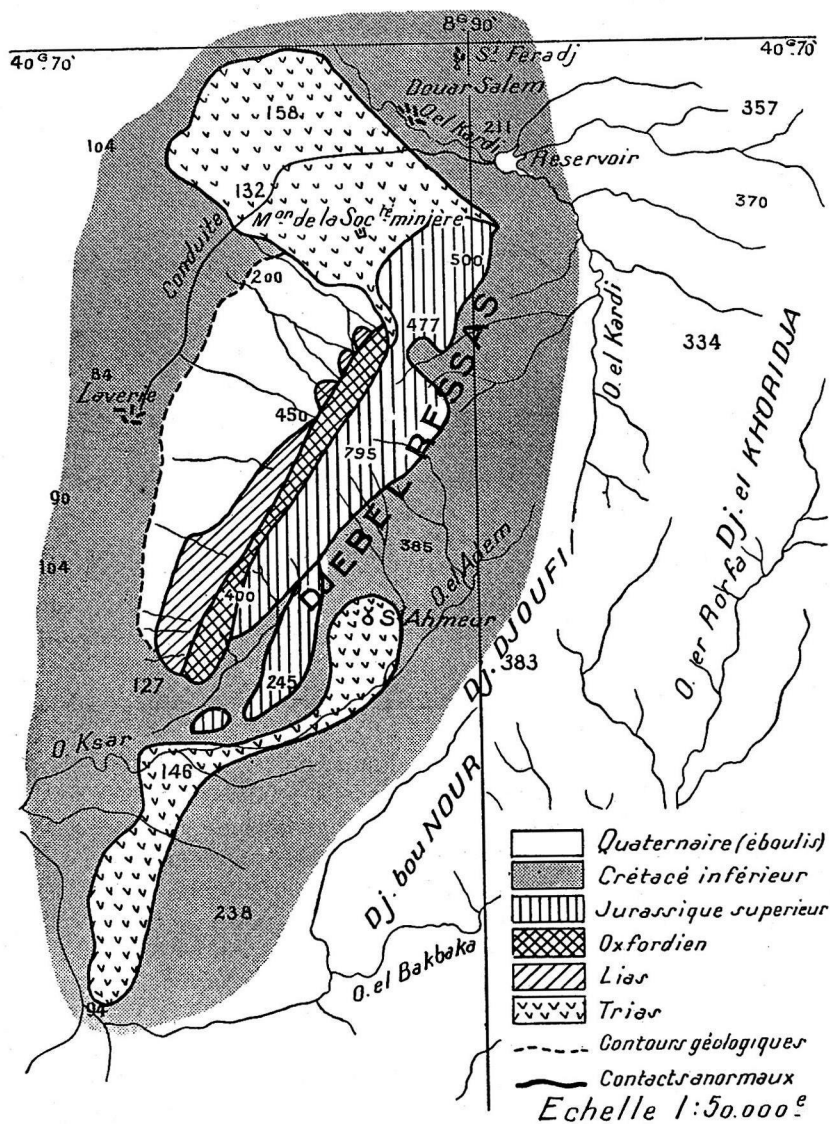


FIG. 1. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU DJEBEL RESSAS.

male, sur les marnes schisteuses et les quartzites bruns du Valanginien. D'ailleurs, l'îlot jurassique est entouré, sur la plus

grande partie de son périmètre, par les marnes néocomiennes. Le contact est seulement masqué, sur le flanc NW de la montagne, par des amas puissants d'éboulis calcaires (fig. 3).

Le Trias apparaît, en outre, en une lentille étirée d'environ 3 km. de longueur, enchâssée dans les marnes schisteuses du Crétacé inférieur, au sud du Grand Ressay. La petite carte géologique au 50.000^e ci-jointe (fig. 1) permet de suivre cette description.

La structure du Petit Ressay est des plus nettes, à cause de la stratification plus visible des calcaires tithoniques qui le constituent (fig. 2). Et l'on peut dire qu'elle éclaire la tectonique de tout le massif.

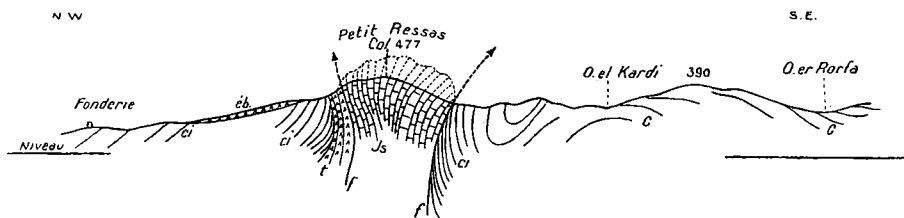


FIG. 2. — COUPE TRANSVERSALE DU PETIT RESSAS.

Échelle des longueurs 1/50 000, des hauteurs 1/25 000.

t, Trias ; *Js*, Jurassique supérieur ; *ci*, Néocomien ; *C*, Crétacé ; *éb*, Éboulis quaternaires.

Sur son flanc NW, on voit le Trias affleurer largement puis s'étirer entre les calcaires tithoniques et les marnes schisteuses *retroussées* du Crétacé inférieur ; tandis que le flanc SE est en contact avec les marnes néocomiennes, également *retroussées*. On peut, en outre, constater que les calcaires jurassiques, légèrement déversés sur le flanc SE, le sont également en sens inverse sur le Trias du flanc NW. C'est cette allure des calcaires du Petit Ressay qui nous a fait croire, à M. L. Joleaud et moi, à l'existence d'un faux synclinal.

L'interprétation à donner m'apparaît maintenant beaucoup plus simple.

Le Dj. Ressay est formé d'une écaille de calcaires liasiques et jurassiques, poussée à travers les marnes schisteuses du Crétacé inférieur, avec lames étirées de Trias gypseux.

Le double et léger déversement des calcaires du Petit Ressay résulte d'un étranglement de l'écaille jurassique au-dessous de la ligne d'affleurement. Ce resserrement se manifeste, d'ailleurs, par un amincissement des calcaires secondaires en affleurement qui, au niveau du col séparant les deux Ressay, rapproche à

moins de 300 m. les argiles crétacées du flanc SE, des marnes bariolées triasiques du flanc nord-ouest.

L'allure des marnes schisteuses et des quartzites valanginiens, constamment retroussés au contact des calcaires jurassiques et l'étirement des marnes bariolées du Trias, ne peuvent s'expliquer, dans le Petit Recess, que par une pénétration mécanique des calcaires tithoniques dans le Néocomien, avec entraînement d'une lame de Trias lagunaire étiré. La coupe (fig. 2), relevée à travers cette pointe septentrionale du massif, donne une idée du phénomène.

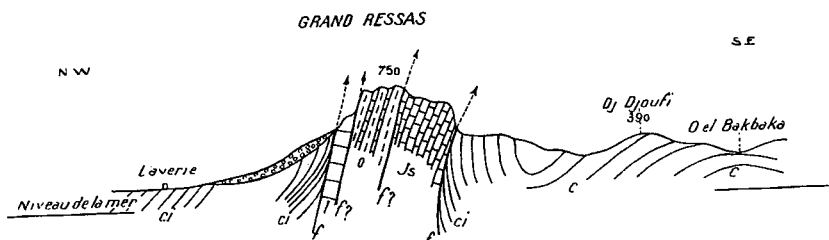


FIG. 3. — COUPE TRANSVERSALE DU GRAND RESSAS.

Mêmes échelles que la figure précédente.

L, Lias ; o, Oxfordien ; Js, Jurassique supérieur ; ci, Néocomien ; C, Crétacé, éb, Eboullis quaternaires.

La coupe (fig. 3), relevée à travers le Grand Recess normalement à l'arête rocheuse et un peu au sud de son point culminant, complète l'idée que je me fais de la tectonique de cette montagne.

Le Djebel Bou Kournine. — La structure du Dj. Bou Kournine rappelle singulièrement celle du Dj. Recess.

Cette montagne qui domine la côte en une pente assez abrupte, au-dessus d'Hammam Lif, est formée d'une arête terminée par deux pitons qui s'élèvent respectivement à 576 et 496 m. Elle est encadrée par la basse vallée de l'oued Miliane et par deux petits cours d'eau côtiers, l'O. el Djourf et l'O. el Melah, qui courent dans une dépression marécageuse pour se jeter à la mer entre Soliman et Potinville.

Le Dj. Bou Kournine jalonne, comme le Dj. Recess, le bord occidental de la dorsale tunisienne qui se poursuit, à partir de là, par la presqu'île du cap Bon. Enfin, la montagne qui nous occupe est séparée, à l'est, par la petite vallée de l'oued el Ksob qui est creusée dans la partie crétacée de la chaîne formée des djebels Srara Halloufa et Zaïana. Au Sud, elle se relie au Dj. Recess par le col du Khanguet el Hadjaj ; elle n'en est

séparée d'ailleurs que par la courte distance de 11 km. à vol d'oiseau.

Le nœud de la structure du Dj. Bou Kournine se trouve dans sa partie occidentale culminante (576 m.) qui diffère totalement d'aspect du piton oriental (496 m.) par ses formes abruptes : elle contraste avec le modelé adouci de ce dernier.

Le sommet de la montagne montre les calcaires liasiques et jurassiques en bancs presque verticaux.

On trouve encore là un déversement très léger de ces calcaires à l'ouest, et un autre plus accentué, à l'est, sur le Crétacé inférieur qui entoure de toutes parts l'îlot lias-jurassique. Ici encore le contact est manifestement mécanique et laminé (fig. 4).

Il en résulte qu'une coupe transversale du Dj. Bou Kournine, relevée de l'ouest vers l'est par le sommet, montre les calcaires du Lias et du Jurassique enserrés entre des parois crétacées, dans la même situation que ceux du Dj. Ressas ; là encore les argiles schisteuses avec quartzites du Valanginien ou les marnes de l'Hauterivien, sont retroussées au contact des calcaires. Enfin, en poursuivant la coupe vers l'est, on voit toute la série crétacée fossilifère, bien étudiée par Alexandre Joleaud, reprendre peu à peu une quasi-horizontalité.

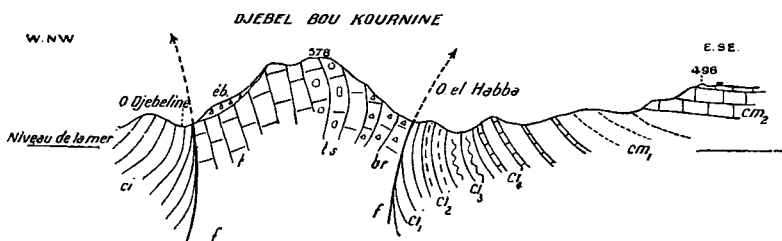


FIG. 4. — COUPE DU DJ. BOU KOURNINE.

(Mêmes échelles).

l, Lias inférieur et moyen ; *ls*, Lias supérieur ; *br*, Brèche ; *ci*, Néocomien ; *ci₁*, Valanginien ; *ci₂*, Hauterivien ; *ci₃*, Barrémien ; *ci₄*, Aptien ; *cm₁*, Albien ; *cm₂*, Cénomanién.

Au sud du massif, le Lias va en s'amincissant vers le SW, pour se terminer en biseau dans les schistes valanginiens et les marnes calcaires de l'Hauterivien. Et, sur l'alignement de cette pointe liasique, on voit apparaître, non loin de la Ferme Créte, une lentille allongée de Trias dans la même situation que l'affleurement de marnes bariolées qui se trouvent enchâssées dans le Crétacé inférieur, au SE du Grand Ressas.

En suivant le contact des calcaires jurassiques et du Crétacé sur le flanc Est de la montagne, on constate de plus qu'il y a

suppression plus ou moins grande des couches jurassiques, suivant les points. C'est ainsi qu'au-dessus d'Hamam Lif on peut voir le développement des calcaires oxfordiens et une partie des calcaires lithoniques; tandis qu'en approchant du col qui sépare le versant marin du versant sud en regard du Ressay, on constate que seules subsistent les couches les plus élevées du Lias et la brèche qui marque la base de l'Oxfordien. C'est cette brèche qui s'appuie sur les schistes et quartzites valanginiens froissés au contact.

Le Dj. Bou Kournine semble donc, comme le Dj. Ressay, formé d'une écaille (ou de plusieurs) de calcaires liasiques et jurassiques ayant percé à travers les argiles et les marnes schisteuses du Crétacé inférieur, avec lames étirées de Trias lagunaire.

Mais tandis que l'écaille jurassique du Ressay est en partie dégagée par l'érosion des terrains crétacés qui l'enserrent; au Bou Kournine, l'abrupt des calcaires jurassiques est beaucoup moins important, la plus grande partie du massif étant formée d'argiles ou de marnes schisteuses et de calcaires crétacés, ce qui explique le modelé plus adouci du piton 496 qui est couronné, ainsi que l'indique la coupe ci-contre (fig. 4), par les calcaires cénomaniens.

Le Djebel Zaghouane. — La structure du Dj. Zaghouane est plus compliquée que celle du Ressay et du Bou Kournine.

Cette montagne calcaire, dont la masse rocheuse, à la crête découpée, contraste avec le pays environnant argilo-marneux, n'a pas manqué de retenir l'attention des premiers explorateurs de la Tunisie. Située à quelques 60 km. de Tunis seulement, elle a été fréquemment étudiée: Le Mesle, Rolland, Baltzer, Ficheur et Haug, Léon Pervinquière, Berthon, etc... ont publié sur le Dj. Zaghouane d'importants mémoires géologiques.

Ce massif a la forme d'un quadrilatère, allongé de 7 kilomètres dans sa plus grande longueur, sur 3 km. de largeur maxima. Il est situé au bord de la plaine du Fahs et orienté à peu près NE-SW, au sud de l'agglomération importante du même nom. Sa principale caractéristique orographique est la falaise rocheuse, haute de plusieurs centaines de mètres, qui forme sa limite orientale entre le Kef el Krouma (837 m.), en passant par son culminant le Ras el Gassâ (1295 m.), pour aboutir à l'extrémité septentrionale du Zaghouane. Celle-ci forme un mamelon, élevé seulement de 455 m., qui fait le pendant du Petit Ressay et porte ici, également, le nom de Petit Zaghouane. Cet escarpement

abrupt a retenu l'attention de l'ingénieur Rolland qui l'a attribué à « la grande faille du Zaghouane ».

Au point de vue stratigraphique, le Dj. Zaghouane offre toute la série liasique et oolithique dont j'ai donné plus haut une courte énumération. Il est, en grande partie, entouré par les argiles ou

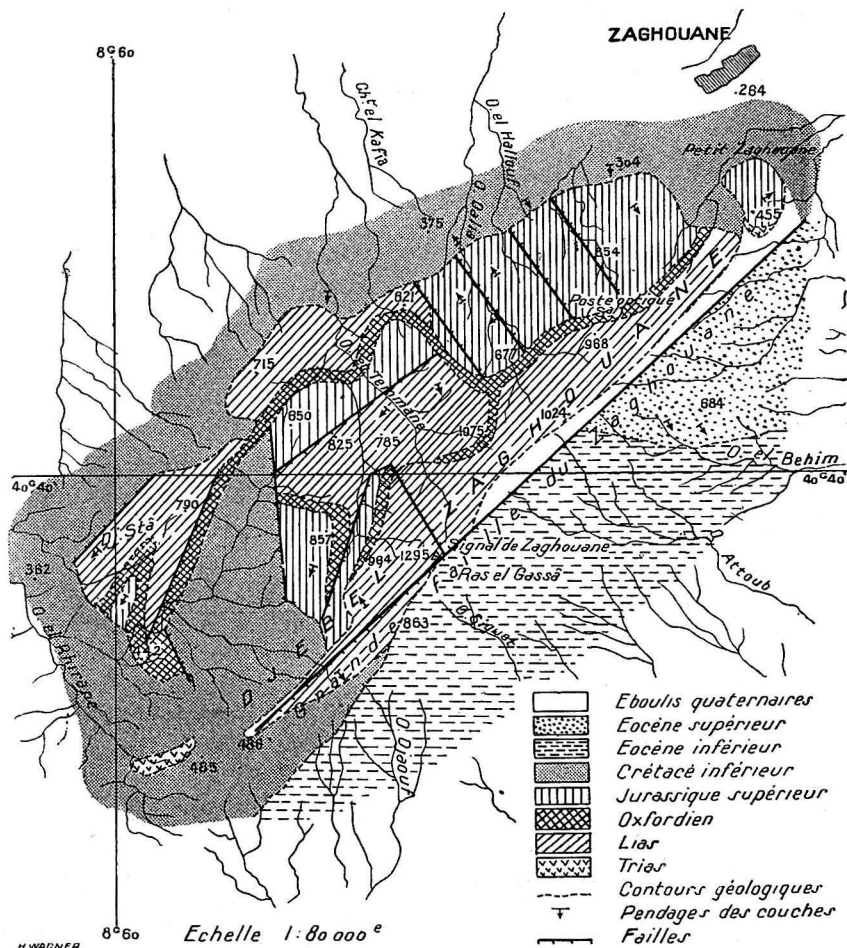


FIG. 5. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE PROVISOIRE DU MASSIF DU ZAGHOUANE.

marnes schisteuses du Néocomien ; du côté E le Lias est en contact, par la grande faille, avec l'Éocène sur les trois quarts de son étendue, et avec le Néocomien, au sud.

L'établissement de la carte géologique du massif, dont je donne ci-joint une esquisse (fig. 5) est facilité par le niveau des

calcaires noduleux et des marnes schisteuses rouges de l'Oxfordien, qui séparent le Lias subordonné du Jurassique supérieur superposé. Je me suis aidé pour dresser cette carte des contours géologiques donnés en 1916, par M. l'ingénieur Berthon, dans la *Revue Tunisienne*. Je la donne seulement comme approchée ainsi que les trois coupes du Zaghouane qui suivent.

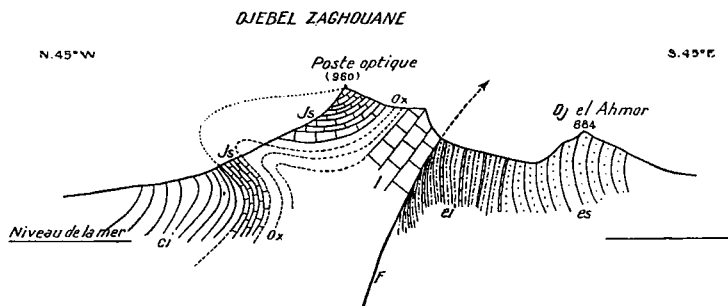


FIG. 6. — COUPE TRANSVERSALE DU ZAGHOUANE PASSANT PRÈS DU POSTE OPTIQUE.
L, Lias ; ox, Oxfordien ; Js, Jurassique supérieur ; ci, Néocomien ; ci, Eocène inférieur ; es, Eocène supérieur ; F, Grande faille du Zaghouane.

Au point de vue tectonique il convient de revenir à l'idée de MM. Ficheur et Haug qui ont envisagé le Dj. Zaghouane comme un dôme de Lias et de Jurassique. Mais ce dôme a été fracturé ; il a été affecté, à l'est, par « la grande faille du Zaghouane », il l'a été aussi par des failles secondaires qui l'ont en quelque sorte compartimenté, en lui donnant l'apparence de « dômes secondaires plus ou moins indépendants, pressés les uns contre les autres, mais dont l'ensemble se comporte comme un dôme unique »¹.

Bien que, par sa structure, le Zaghouane semble s'éloigner du Ressay et du Bou Kournine, en réalité il y a parenté tectonique entre ces trois massifs de la dorsale tunisienne.

Les coupes ci-jointes aideront à le comprendre. Elles sont transversales par rapport à l'axe du Dj. Zaghouane qui est orienté par « la grande faille ». La première (fig. 6) a été relevée un peu au sud du Poste optique ; la seconde (fig. 7) passe par le culminant (1295 m.) du massif ; enfin la troisième (fig. 8) recoupe le Dj. Stâ.

La grande faille orientale met en contact, dans sa partie septentrionale, les calcaires du Lias avec les grès de l'Éocène supérieur ; plus au sud, avec les marnes à silex de l'Éocène inférieur (Suessonien) ; enfin, vers son extrémité sud, avec les argiles

1. E. FICHEUR et E. HAUG. Sur le dôme liasique du Zaghouane et du Bou Kournine (Tunisie). *CR. Ac. Sc.*, t. 122, 1896, p. 1354

schisteuses du Néocomien. Elle est gauchie, inclinée vers l'est dans sa partie nord, vers l'ouest dans sa partie méridionale ; enfin, partout au contact les marnes éocènes ou crétacées sont fortement retroussées du côté de la lèvre affaissée.

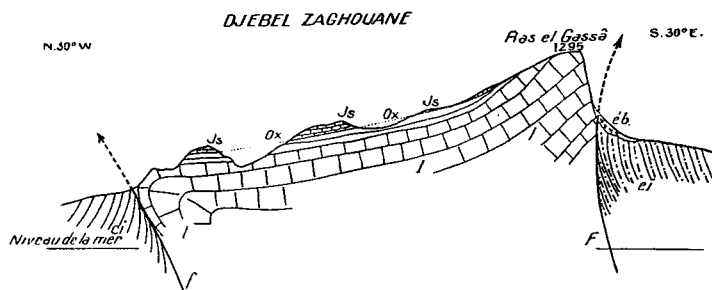


FIG. 7. — COUPE TRANSVERSALE DU ZAGHOUANE PASSANT PAR SON CULMINANT. Échelles des longueurs 1/25 000 et même légende que la figure précédente. *éb*, Eboulis quaternaires; *F*, Grande faille du Zaghouane.

Le bord occidental du massif montre le contact constant du Lias ou du Jurassique supérieur avec le Néocomien. Si le contact est avec le Tithonique il y a superposition normale des schistes du Crétacé inférieur ; s'il se fait avec le Lias il y a suppression mécanique du Tithonique et recouvrement anormal du Néocomien sur les calcaires liasiques.

Deux petits affleurements triasiques apparaissent, l'un au nord où le Jurassique supérieur forme, dans le Petit Zaghouane, un lambeau séparé du reste du massif par un étranglement entre le Trias et le Néocomien, ce qui rappelle fidèlement le Petit Ressas. L'autre pointement du Trias forme une lentille étirée, située sur le prolongement de la grande faille et dans la même situation tectonique que celui du Grand Ressas.

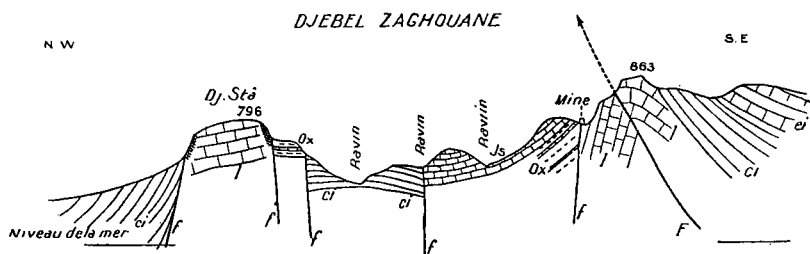


FIG. 8. — COUPE TRANSVERSALE DU ZAGHOUANE PAR LE DJ. STA. Mêmes échelles et même légende que la fig. 6. *f*, Failles; *F*, Grande faille du Zaghouane.

Il résulte de ce qui précède que le Dj. Zaghouane apparaît comme un dôme de Lias et de Jurassique dont le flanc Est a été supprimé par étirement, tandis que le reste a été fracturé et surplissé.

Ici encore on peut se rendre compte que le massif jurassique a été pincé dans le sens NW-SE, entre les schistes du Crétacé inférieur et les marnes ou les grès éocènes, à tel point que la pointe septentrionale du Zaghouane a été séparée de la masse principale par un étranglement du Jurassique, de même que le Petit Ressay a été séparé de la masse calcaire du Grand Ressay. Par contre, le Lias a débordé sur le Néocomien, partout où le Jurassique supérieur a été mécaniquement supprimé (Coupe fig. 7).

Enfin, le Zaghouane est affecté de failles secondaires dont certaines, comme au Dj. Stâ, encadrent un lambeau de Lias-Jurassique enveloppé de Néocomien (carte, fig. 5).

Tous ces caractères tectoniques montrent que le djebel Zaghouane a une structure qui le rapproche du Dj. Ressay et du Dj. Bou Kournine.

CONCLUSIONS. — Il est possible de se faire, à la lumière de ces observations, une idée de la genèse de la dorsale tunisienne dont nous venons d'examiner les trois éléments orographiques les plus importants.

On peut remarquer sur la carte au 200.000^e (Feuilles de Tunis et de Maktar), que les djebels Bou Kournine, Ressay et Zaghouane forment une guirlande tournant sa concavité vers le sens des poussées qui, dans le NW, ont produit les grands chevauchements du Trias sur le Crétacé inférieur et du Néocrétacé-Éonummulitique sur le Trias. Ces mouvements ont exercé sur le Crétacé argileux ou marneux de l'autochtone et sur le Jurassique sous-jacent, une action puissante, refoulant le premier, plissant le second et le fracturant, ainsi que nous le montrent le dôme complexe et « cassé » du Dj. Zaghouane, les écaillés du Dj. Ressay et du Dj. Bou Kournine. Il y a eu, en outre, pénétration des écaillés de calcaires liasiques et jurassiques dans la couverture plastique argilo-marneuse du Crétacé inférieur. Ces écaillés ont joué ensuite le rôle de sortes de môles entre lesquels, sous la poussée des couches de la zone chevauchée les assises du Crétacé ont dû être refoulées.

Aussi, je m'attends à voir, dans les régions peu étudiées des collines crétacées adossées aux saillies des djebels Ressay, Bou Kournine et Zaghouane, sur le versant oriental de la dorsale

tunisienne, des replis ou des lames superposées formant une série d'imbrications des couches crétacées, entre le Bou Kournine et le Ressas d'une part, entre le Ressas et le Zaghouane de l'autre.

Telle est la structure de la dorsale tunisienne, du moins entre le Dj. Zaghouane et le golfe de Tunis. Cette chaîne a été en quelque sorte formée par la compression des couches secondaires entre la zone chevauchée du Nord-Tunisien (et sous sa poussée), et son avant-pays qui est en grande partie effondré sous la petite Syrte, dans la Méditerranée orientale.

Il convient d'ajouter que le relief des môles jurassiques de la dorsale est en grande partie dû, non plus seulement à un phénomène de dynamique interne, mais à l'érosion superficielle.

Toute la région comprise entre Medjez el Bab, Zaghouane et Tunis, dans l'aire principale des réseaux hydrographiques de l'oued Miliane et de la basse Medjerda, a subi, à la fin des temps tertiaires et au Quaternaire, une action puissante et prolongée de déblaiement, favorisée par la nature en grande partie argileuse des dépôts crétacés en affleurement. Au contraire, les masses jurassiques plus résistantes du Bou Kournine, du Ressas et du Zaghouane, opposant une résistance à l'affouillement, ont formé des reliefs de plus en plus saillants au fur et à mesure des progrès de l'érosion.

Enfin il est important de remarquer que le Dj. Zaghouane, et surtout les affleurements calcaires de la plaine comme le Dj. Oust, impliquent que les terrains jurassiques sont moins profonds de ces côtés; tandis que, vers le nord, en approchant du golfe de Tunis, les calcaires de cet âge n'ont vu le jour que grâce aux actions mécaniques qui ont produit les écaillés du Dj. Ressas et du Dj. Bou Kournine.

II. — ZONES TECTONIQUES DE LA TUNISIE

L'étude qui précède et de multiples observations faites au cours d'un voyage jusqu'à Tozeur et Nefta, dans le Sud-Tunisien, me conduisent à subdiviser la Tunisie en grandes zones tectoniques sensiblement différentes de celles que nous avons antérieurement admises M. L. Joleaud et moi¹.

Un profil géologique qui recouperait en diagonale tout le territoire de la Régence dans une direction NW-SE montrerait, depuis le littoral méditerranéen du Nord de la Tunisie jusqu'aux régions désertiques de l'Extrême-Sud Tunisien, une série de

1. Les grandes zones tectoniques de la Tunisie, *CR. Ac. Sc.*, t. 166, p. 119, 1918.

zones de passages, entre les grands chevauchements du Nord et la zone tabulaire des Confins de la Tripolitaine.

On peut ainsi délimiter approximativement sur une carte à petite échelle, les zones tectoniques suivantes (V. carte, fig. 9).

1° — Zone des nappes. Celle-ci coïncide en grande partie avec celle que nous avons admise M. L. Joleaud et moi dans le travail précité. Elle doit cependant être limitée à la ligne presque droite, tracée entre Tunis et Gafour, pour en distraire les massifs du Bou Kournine, du Ressas et du Zaghouane, qui appartiennent à une zone tectonique distincte.

Dans cette zone de nappes M. Marcel Solignac a distingué avec raison une première bande, la plus septentrionale, formée de Flysch éocène et de Trias, une deuxième formée de divers niveaux crétacés et de Trias¹. La limite sud-ouest de cette zone de chevauchements est actuellement imprécise.

2° — Zone des écailles. Cette zone comprend les djebels Bou Kournine, Ressas et Zaghouane dont j'ai décrit plus haut la structure.

La ligne de crêtes du Dj. Sidi Salem et du Dj. el Mecella marque la continuité tectonique entre le Ressas et le Zaghouane ; le Jurassique affleure dans le Dj. el Mecella en pointements complètement ceinturés de schistes néocomiens.

En suivant la ligne des crêtes des affleurements jurassiques, le Dj. Fkirine, au sud-ouest du Zaghouane, offre encore une structure en écailles, ainsi qu'on peut s'en rendre compte d'après une coupe donnée par L. Pervinquière dans sa thèse². Le Dj. Djedidi montre également une écaille de Jurassique et sa structure est comparable à celle du Dj. Ressas, par la présence d'un paquet de Trias du côté W. et des schistes néocomiens du côté est. A l'ouest, le Kef Chambi montre du Trias laminé.

Dans la partie interne de cette zone le Lias ou le Jurassique pointent aux djebels Ben Klab (367 m.), Rouass (418 m.), Bou Kournine du Fahs (396 m.), Aziz (352 m.).

Nous avons vu comment, du Crétacé inférieur argileux ou marneux, a mis en saillie les écailles jurassiques ou liasiques et découvert d'autres massifs de ces calcaires secondaires dans le Dj. Oust.

3° — zone des plis jurassiens. Cette zone, qui comprend toute la Tunisie méridionale et la plus grande partie de la presqu'île

1. *Revue pétrolifère*, Paris, 26 mai 1923. V. n° 27, p. 15.

2. *Étude géologique de la Tunisie centrale*, Paris, 1903, p. 33, fig. 10.

du cap Bon, est caractérisée par ses plis jurassiens, le plus souvent déversés vers le sud. Il convient de reculer considérablement vers le sud la limite septentrionale de la zone tabulaire que

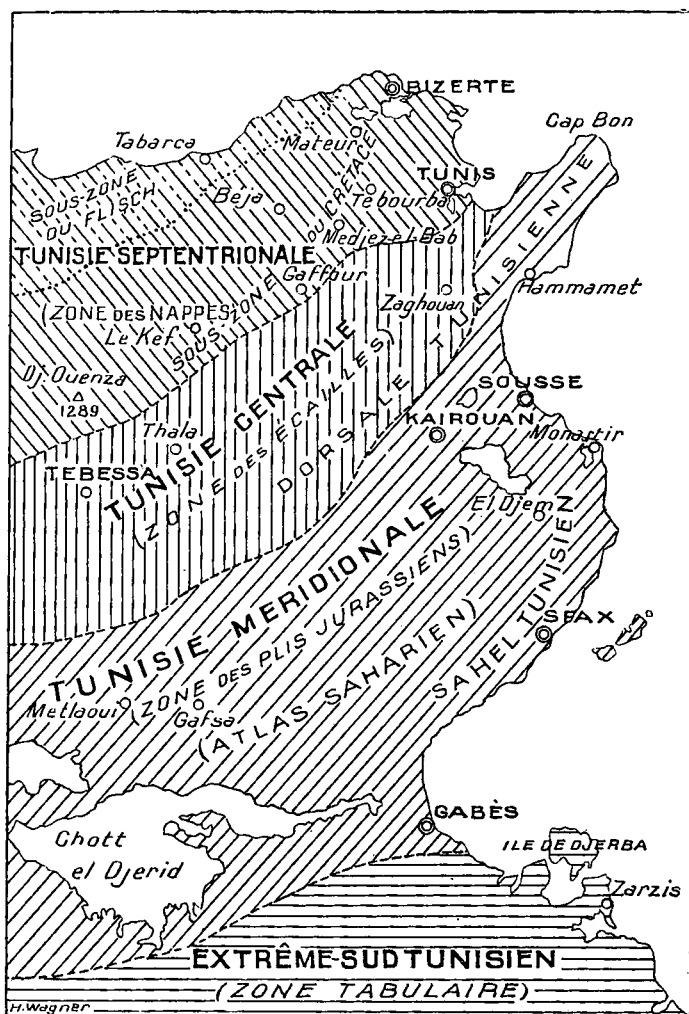


FIG. 9. — ESSAI D'UNE CARTE DES GRANDES ZONES TECTONIQUES DE LA TUNISIE.

nous avons indiquée M. L. Joleaud et moi¹. Depuis le cap Bon au chott el Djerid et à Gabès, partout on relève, en effet, des traces de plissements tertiaires très nets.

1. *CR. Ac. Sc.*, t. 166, 1918, p. 119-121.

La presqu'île du cap Bon est formée de plis jurassiens de l'Éocène, avec synclinaux miocènes, et ces plis sont déjetés vers le sud-est.

Dans le Sud-Tunisien le Crétacé et les couches phosphatées sont également très plissées. La coupe du Dj. Bou Dinar, à Aïn Moularès, montre des plis légèrement refoulés vers le sud. Dans la région de Gafsa, le Dj. Orbata et, plus à l'est, le Dj. Maknassy, offrent encore des plis déjetés vers le sud.

Plus au sud encore, les collines qui forment la bordure septentrionale des chotts el Djerid et El Fedjedj sont affectés de plis jurassiens, moins accentués, parfois affectés de failles longitudinales comme au Dj. Dr'oumess, ou légèrement déjetés vers le sud comme au Dj. Cherb.

La zone de plis jurassiens du Sud-Tunisien a, vraisemblablement vers la fin du Miocène, été transformée sur de vastes surfaces, en une plateforme d'abrasion marine recouverte par le Pliocène marin et, dans la zone littorale (Sahel Tunisien), par des dépôts de plages soulevées. Mais l'on peut constater partout que l'abrasion marine affecte un régime plissé. C'est ainsi qu'à Monastir et à l'ouest de la ville de Sousse, ainsi que dans la région de Djemmal Moknine, la région est nettement plissée.

A Kairouan, on observe du Burdigalien également plissé.

À Monastir, le Tortonien est affecté de multiples plis isoclinaux, arasés et recouverts par les dépôts du *Monastirien* classique. Cette structure du Tortonien se retrouve ailleurs, dans la presqu'île du cap Bon où M. Allemand-Martin l'a récemment signalée ¹.

4° — **Zone tabulaire.** L'allure plissée de la zone jurassienne est manifeste jusqu'au Djerid, où l'on ne peut guère envisager la limite de la zone tabulaire qui caractérise les régions sahariennes avant le pays des Matmata, dans l'Extrême-Sud Tunisien. On peut vraisemblablement tracer cette limite par une ligne qui, partant du golfe de Gabès, entre Gabès et l'île de Djerba, passerait entre le Dj. Tebaga de Kebili et le Dj. Hanket. Cette zone comprendrait ainsi les Matmata où l'on voit les couches jurassiques et crétacées se relever très légèrement sur le dôme triasique aplati qui, depuis Medenine, se poursuit jusqu'en Tripolitaine, en partie effondré sous la petite Syrte.

A partir de là, la régularité des couches se poursuit très loin vers le sud, jusqu'au delà de R'adamès, ainsi que Léon Pervin-

1. Structure et stratigraphie générales de la presqu'île du Cap Bon. *CR. Ac. As.*, t. 178, 1924, p. 787.

quière l'a montré. Cette régularité des strates et leur faible inclinaison expliquent la constance des nappes artésiennes et les faciles recherches d'eaux souterraines qui ont permis de créer, en plusieurs points, des oasis dans ces régions désertiques.

CONCLUSIONS. — Les grandes zones tectoniques de la Tunisie, telles qu'elles ont été ci-dessus définies, semblent bien correspondre à une unité de structure de toute la Berbérie. Elles se retrouvent, en effet, se succédant avec les mêmes caractères et dans le même ordre dans l'Algérie occidentale et au Maroc.

La zone des nappes qui forme le Nord-Tunisien se retrouve dans le sud de l'Oranie, notamment entre Oran et la frontière marocaine ; elle se poursuit au Maroc où j'ai mis en évidence l'existence d'une nappe éocène avec Trias gypseux laminé, entre la Mlouya, Taza et le R'arb.

La zone des écailles de la Tunisie centrale se retrouve identiquement, dans le massif du Dj. Filhaoucen, en Algérie occidentale et dans le massif des Beni Snassen, au Maroc Oriental ; enfin, le massif jurassique Zerhoun-Tselfatt, que nous avons considéré, MM. Lugeon, L. Joleaud et moi, comme caractérisé par une série de nappes empilées¹, offre une singulière analogie de structure avec les djebels Bou Kournine, Ressas et Zaghouane. Ici encore la zone des écailles du Zerhoun succède directement à la zone des nappes du R'arb marocain, caractérisée par un grand chevauchement de l'Eocène ; elle forme la zone de passage avec l'avant-pays².

La zone des plis jurassiens du Sud Tunisien rappelle fidèlement la structure de l'Atlas Saharien. On sait que la succession de massifs juxtaposés dont les plis se *relayent* mutuellement dans l'Atlas saharien, forme une chaîne qui parcourt l'Extrême-Sud Algérien et s'incurve vers le NE en pénétrant en Tunisie.

L'Atlas saharien n'est pas représenté ici exclusivement par la Dorsale tunisienne ; du moins s'il aboutit, à son point extrême, au cap Bon, il ne comprend guère, de la dorsale, que la partie terminale qui s'avance dans la mer par la presqu'île de ce nom, puisque nous avons distrait de cette dorsale toute une série de massifs dont la structure en écailles les distingue nettement. Il faut donc admettre que l'Atlas saharien vient s'épanouir par la région de Gafsa et du Djerid, dans la Tunisie orientale et méridionale, et s'envoyer sous les eaux de la Petite Syrte.

1. *CR. Ac. Sc.* t. 166, p. 217 et 290.

2. Louis Gentil. Sur les nappes de recouvrement du Nord-Ouest africain. *CR. Ac. Sc.*, t. 177, 1923, p. 1166.

Je crois avoir montré que l'Atlas marocain que l'on peut observer dès le cap R'ir, dans le Sud-Ouest marocain, se poursuivait par le massif des Ksour, dans l'Extrême-Sud oranais, en continuité tectonique avec l'Atlas saharien. Et il est frappant de constater que partout, de l'Atlantique à la Syrte, cette suite de reliefs qui forme la bordure septentrionale du Plateau Saharien offre la même structure.

Enfin, la zone tabulaire du Sahara vient s'étendre jusqu'à la Petite Syrte, en contournant au sud la zone déprimée du Djerid.

Elle encadre, avec la partie saillante de l'Atlas saharien qui aboutit au cap Bon, toute la surface d'abrasion marine miocène qui forme actuellement, sur l'emplacement des plis jurassiens, la région plate du Sahel Tunisien.



MOYENNE, HAUTE MOULOUÏA ET GRAND-ATLAS

PAR **J. Barthoux**¹.

Au cours des mois de novembre et décembre 1922, une rapide reconnaissance géologique exécutée dans la Haute-Moulouïa et le Grand-Atlas en vue de pouvoir entreprendre ultérieurement l'étude méthodique de ces régions, m'a permis de me rendre compte de leur constitution géologique ainsi que de leur allure orographique et tectonique ; malheureusement, je n'ai pu consacrer que trop peu de temps à l'étude des terrains et ne puis les définir comme il convient : la circulation est encore difficile sur une partie de mon itinéraire et le Grand-Atlas notamment n'a pu être traversé qu'à la faveur de « sécurités » ou groupes protecteurs de partisans disséminés le long de la route. De Guercif, j'ai pu gagner Midelt puis Bou-Denib par Rich. Profitant de ce que la route de Talzint était ouverte, je me suis rendu dans cette localité. De la même façon il m'a été possible d'aller à Erfoud aux confins du Tafilalet et enfin, par Colomb-Béchar et Figuig de revenir à Oudjda.

Moyenne-Moulouïa. — La plaine de Guercif est constituée par une mince pellicule miocène laissant apparaître des affleurements jurassiques dans les djebels Zerga, Tirremi, Mazouz, et une large bande des mêmes terrains au SE de Taourirt jusqu'au pied du plateau de Debdou. Les montagnes constituant le flanc nord de la vallée sont la continuation du plateau jurassique, mais jusqu'au delà de Reggou les puissants bancs dolomitiques de l'ensemble Bajocien-Bathonien plongent brusquement vers le fleuve, et ces formations, devenues moins tourmentées, se raccordent au plateau jurassique du Tadla.

Au flanc sud de la vallée se dresse le plateau également bajocien-bathonien de Debdou, couronnant un massif paléozoïque dont les formations sont encore indéterminées. D'ailleurs, dans toute la plaine voisine, le soubassement paléozoïque est à fleur de sol, car en maints endroits pointent des roches granitiques et dioritiques dont on observe les traces par 36°50' de lat. N. 6°3' long. W (Foum-Atem), 38°40'/5°80' (Gourel Bagar), 38°37'/6°28', 38°3'/5°88' (Si-Okba), 35°90'/5°70' et au SE de Taourirt, sur le territoire des Beni-Koual. Vers le SW, le plateau de Debdou s'éteint insensiblement en se confondant avec le grand plateau saharien.

1. Note présentée à la séance du 2 juin 1924.

J. Savornin¹ et P. Russo² ont relevé sommairement cette région, mais sans définir autrement les formations qu'ils signalent; P. Russo étend le Miocène plus loin que ne le permettent ses itinéraires, et le recouvre de calcaires pliocènes qui ont encore besoin d'une définition autre que celle inspirée par l'interprétation ou une simple impression.

Haute-Moulouïa. — Vers le Sud, au delà de Guettara, c'est-à-dire sensiblement au parallèle de Reggou, et avant la localité portant le nom de Frétissa, commencent à apparaître des buttes gréso-marneuses qui se continueront jusqu'à Midelt, et qui, du pied des montagnes jurassiques de la rive gauche de la vallée, s'étendent à perte de vue au Sud. Ces formations sont très fossilifères à en juger par le nombre considérable de *Pholadomyes* rejetées par les déblais du chemin de fer. C'est en cet endroit que le Jurassique change brusquement de faciès; on rencontre dans les marnes vertes: *Liogryphæa bullata* Sow. de l'Oxfordien. Ce faciès se continue sans changement appréciable jusqu'au delà de Midelt, mais avec des intercalations de calcaires bajociens jaunes donnant une faune très riche sur les flancs des mamelons voisins de cette localité. Les formes les plus abondantes sont:

Ostrea monoptera DESH. *Cæloceras Humphriesi* Sow. *Rhynchonella obsoleta* Sow. *Terebratula* cf. *Bradfordiensis* WALKER, *Alectryona* sp. et *Belemnites* sp.

Il est absolument certain que ce même faciès englobe le Crétacé car c'est non loin de Frétissa, au voisinage de Ouizzert, que Segonzac a rencontré du Cénomaniien à *Ostrea sypfax*.

Ce faciès gréso-marneux, vert ou rouge, marque donc la présence de l'Oxfordien et du Crétacé moyen sans qu'il soit possible de distinguer les limites de chacune des formations qui constituent les *garias* ou plateaux tabulaires de la région. Au SW et à la base, apparaissent les calcaires jaunes des environs de Midelt, noyés dans les formations gréso-gypseuses rouges ou marneuses vertes. C'est entre la route de Midelt et l'Oued Enjil qu'on les observe le mieux, à la faveur des nombreuses buttes ou des vallées encaissées découpant le plateau qui borde la Moulouïa. Le gypse saccharoïde y est abondant en bancs dépassant parfois 5 m. d'épaisseur, mais le plus souvent se maintenant autour de 0 m. 60 à 1 m. Voici l'une des sections que l'on peut

1. J. SAVORNIN. Relevés inédits exécutés, en vue de travaux hydrographiques, pour la ville d'Oudjda.

2. P. RUSSO. Esquisse de la constitution de la vallée moyenne de la Moulouïa (Maroc orient.) *B. S. G. F.* 1921, p. 61.

relever en cet endroit, section qui n'a qu'une valeur locale car la formation est éminemment variable d'un point à un autre :

Marnes gypseuses.....	25 m.
Conglomérats.....	15
Successions de marnes et gypses.....	3,70
Gypse se continuant en profondeur.....	5

C'est à l'embouchure de l'Oued Enjil que la base de ces formations, devenues franchement rouges, s'observe le mieux. En cet endroit affleure le Paléozoïque représenté par des schistes lustrés recouverts de grès gypseux rouges au milieu desquels s'étale une succession puissante (100-120 m.) de coulées labradoritiques avec vacuoles remplies de calcédoine verte, caractère constant des roches volcaniques de la base du Lias¹. Cet âge est confirmé par la présence au large, dans les marnes vertes, de *Liogryphæa regularis* DESH.

Le plateau est constitué par une épaisse couche de calcaire séléniteux, rouge, dur, en un banc régulier que l'on retrouve à Kasba Flilo et jusqu'à Tittaouine, localité au delà de laquelle je n'ai pu le poursuivre.

D'une manière générale et schématisée, voici comment se présente la succession des formations de la Haute-Moulouïa :

Au voisinage de Midelt, elles ne constituent qu'une mince croûte laissant apparaître le Paléozoïque sous-jacent. En remontant l'Oued, les schistes lustrés des Ait-Ayach s'étendent jusqu'à près d'Asaka n'Idjdi, soit sur 22 km. de long ; l'Anseg-Mir et la Moulouïa, en amont de ce confluent, se creusent leur lit dans un massif granitique jusqu'à 8^h12['] de long. W² (Kasba Zaïda), pour passer sous les formations gréseuses rouges à la surface desquelles s'étale la coulée basaltique récente de Koudiat Tastafa. Plus vers l'Ouest, le même granite affleure chez les Ait-Messaoud, au confluent de l'Oued Almaoh et de l'O. Irlane.

A l'Est de Midelt, dans la plaine de Taletztart et celle de Zebzat apparaissent également des surfaces granitiques de 3-4 km. de diamètre, séparées par une crête liasique avec le pointement basaltique d'Ait bel Hassein.

Le Lias et le Jurassique dolimitique constituent les crêtes (Dj. Tafraout) qui s'élèvent à l'Ouest de Midelt, en contrefort de l'Ayachi dont elles sont toutefois séparées par la vallée dite Tagat n'Flilo.

1. Voir J. BARTHOUX. Notes relatives aux formations marocaines rouges dites « Permo-Trias ». *Congrès des Soc. savantes tenu à Dijon, 1924* (sous presse).

2. Ce massif granitique a 15 km. de diamètre.

Je n'ai pu remonter vers le Moyen-Atlas, au Nord d'Itzer.

Grand-Atlas. Le point culminant est l'Ayachi dont l'altitude atteint et dépasse peut-être 4.000 m. Il domine la plaine ondulée de Midelt ; le massif montagneux, très ridé par des crêtes parallèles, s'abaisse au sud à 1.800 m. (Dj. Dahar) dominant lui-même de 600 m. la plaine gréseuse. L'inclinaison vers l'Est est la même, les derniers contreforts s'abaissant insensiblement à 1 400 m. vers Anouane, donc élevés d'environ 250 m. au-dessus de ce que l'on a appelé les Hauts-plateaux. Au Nord, la montagne se termine par un abrupt, au Sud par des ressauts s'enfonçant brusquement sans transition sous les formations sahariennes.

Le Lias a été signalé dans ce massif montagneux, par P. Termier et R. Douvillé¹, puis ultérieurement par G. Painvin² et récemment par R. Abrard³ qui semble, comme L. Gentil⁴ avoir négligé ou ignoré les résultats de ses devanciers, résultats grâce auxquels le Grand-Atlas devait être considéré comme liasique suivant la moitié méridionale de son épaisseur.

L'Aalénien et le Toarcien y sont définis par la faune suivante :

Ludwigia Murchisonæ Sow., *L. opalina*., *L. Haugi* H. Douv., *L. Bradfortensis* BUCK., *Cæloceras* cf. *fallax* BENECKE, *Tmetoceras scissum* BEN., *Hammatoceras subinsigne* OPPEL, *Dumortiera Levesqui* D'ORB. et de ces genres les plus répandus sont *Ludwigia* et *Cæloceras*.

Le Lias moyen ou Toarcien inférieur donne :

Eopecten cf. *velatus* GOLDF. *Harpoceras serpentinum* SCHLOT. *Terebratula subpunctata* DAVIDSON, *Rhynchonella tetraedra* D'ORB., *R. cynocephala* RICHARD.

Le Lias marin ainsi défini apparaît sur la route du Talghemt, au pied de l'Atlas, à la cote 1328 et se poursuit jusqu'au col (1 903 m.) par des formations de calcaires bleutés ou grisâtres en bancs épais superposés. Cet ensemble constitue le Lias moyen et inférieur. De la vallée de la Moulouïa, ou de Midelt, on en voit les strates s'étendre régulièrement vers l'Est ou l'Ouest, sans solution de continuité, et, de ce côté, leur épaisseur s'accroît sensiblement, car, de Tittaouine, il est visible qu'elles constituent

1. P. TERMIER et R. DOUVILLÉ. Roches et fossiles de la région des Hauts-plateaux entre Bou-Denib et la Moulouïa. *CR. Ac. Sc.*, 1912, 154, p. 105.

2. G. PAINVIN. Nouvelles contributions à la géologie de la région des Hauts-plateaux au N et principalement au NW de Bou-Denib, *CR. Ac. Sc.*, 1913, 157, p. 1551.

3. R. ABRARD. Existence du Lias à Rich (Maroc). *CR. somm. S. G. F.*, 1923, p. 31.

4. LOUIS GENTIL. Carte géologique provisoire du Maroc... d'après les esquisses de l'auteur et divers documents, 1920.

plus des 2/3 supérieurs de l'Ayachi couronnant un substratum schistocristallin. Celui-ci est très net, en majeure partie constitué par un massif syénitique, à en juger par les cailloux de cette roche répandus au milieu des éléments détritiques apportés aux environs de Midelt par l'oued Taget n'Flilo.

L'Ayachi est donc liasique, c'est une erreur de le croire granitique. « Il n'y a pas de doute en effet sur la présence du granite jusqu'en haut [des sommets actuels de l'Ayachi] : la poussière rose, qui, aux heures du vent teinte la neige tout en tête est certainement de la poussière granitique »... dit A. BEAUGÉ¹ interprétant vraisemblablement une observation de Segonzac qui a recueilli au cours de son ascension de l'Ayachi, un caillou granitique sur les neiges du sommet, teintées de rouge par du sable attribué à des arènes granulitiques.

Or nous verrons par la suite que le Jurassique existe au sommet du massif et qu'il peut s'y rencontrer par conséquent des formations détritiques identiques à celles de Bou-Arfa presque entièrement constituées par des éléments granitiques et granulitiques. C'est le Jurassique détritique rouge laguno-continentale précédant la transgression marine, que l'on retrouvera sur toute la bordure de la montagne aux endroits où l'érosion ne l'aura pas atteint ou recouvert.

Au delà du col de Talghemt, vers le Sud, apparaissent, au-dessus des calcaires précédents, une succession de bancs minces (10 à 60 cm.) de calcaires bleus ou noirâtres et de marnes ou argiles jaunes, ocracées. Ce faciès s'accroît et se développe si bien que l'on peut dire d'une manière générale que le Lias est constitué par une succession de ce genre, sur une épaisseur d'environ 1 000 m., divisée en deux parties par 100 à 120 m. de calcaires compacts, roses ou gris, marmoréens, semblables à ceux du Gharb, d'âge domérien. Cette disposition est visible au Sud de Nzala.

La route de Bou-Denib reste au milieu de ces formations jusqu'à 7 km. de Tazougert ; en les retrouve à l'Ouest, dans le Dj. Daït, vers l'Est jusqu'à Bou-Anane où s'accroît le Jurassique marin également noir ; elles se continuent au delà de Talzint et ne disparaissent qu'entre cette localité et Meridja, de sorte que le Grand-Atlas se montre liasique *sur toute son épaisseur* et une grande partie de sa longueur soit à l'Est soit à l'Ouest du méridien de Midelt. Il est probable, vue l'uniformité de la formation,

1. A. BEAUGÉ. Une hypothèse sur la jonction du Moyen-Atlas et du Haut-Atlas marocains. *B. S. G. F.*, 1920, p. 274.

qu'elle se rattache au Lias du Tadla affleurant en bordure de l'Oum-Rebiâ ¹.

L'affleurement extrême le plus important vers l'Est, est le Dj. Maïz qui s'élève au NW de Figuig.

Il est incontestable que sur toute son étendue, le Lias est confondu avec du Jurassique d'un faciès identique, car une Ammonite jurassique a été recueillie ² sur les flancs méridionaux de l'Ayachi au nord de Zaouïa Sidi Hamza, et à Bou Anane, j'ai extrait *Trigonia costata* LMK. des calcaires noirs, couronnant le Paléozoïque, et s'étendant au Nord de cette localité.

Plateau saharien de Bou-Denib. La route débouche de l'Atlas par 35°72' de lat. N et 6°82' de long. W et s'engage dans une petite plaine qui, après 10 km. de parcours atteint le plateau calcaire de Tazougert large de 7 km. qu'elle traverse pour déboucher dans la plaine de Bou-Denib. Le pays est absolument plat avec de minuscules plateaux tabulaires et à l'horizon la grande table marquant le début des hamadats ou déserts pierreux.

Jurassique gréseux. Sept kilomètres au nord de Tazougert, apparaissent des formations rouges gréseuses et gypseuses représentant le faciès laguno-continentale du Jurassique. Je n'ai pu en relever l'extension vers l'Ouest, mais à l'Est il s'étend en bordure du plateau de Tazougert jusqu'au niveau de Bou-Anane.

Le Jurassique est difficile à étudier dans cette partie du Maroc, par suite de l'érosion et des difficultés que l'on éprouve à circuler ; mais à la bordure méridionale du plateau, à la faveur d'une érosion intense mettant à nu les couches profondes du Dj. Mechmech, suivant l'axe de la flexion monoclinale qui le fait plonger au sud, il se présente ainsi :

Sommet : calcaire du plateau.....	150 m.
Grès et marnes bariolés avec gypse fibreux.....	} 60 m.
Grès rose en bancs compacts.....	
Grès rouges et gris cendre.....	
Grès et marnes bariolés se perdant en profondeur.....	

A la limite des calcaires, cette formation donne :

Ostrea (Exogyra) aff. lingulata WALTON, *Ostrea aff. sublobata* DESH ³.

Ce même Bajocien se retrouvera en différents endroits de la

1. P. Russo. Documents inédits.

2. Fossile érodé attribué au Jurassique par élimination du Lias.

3. Fossiles examinés par M. H. Douvillé.

chaîne, notamment à Bou-Arfa où il atteint environ 250 m. de développement vertical. Il se présente ainsi :

Direction N 25° E, pendage 15° NW.

Sommet : calcaire compact à grain fin (Cénomaniens?)....	80 m.
Argile rouge.....	25
Grès arkoses, conglomérats à éléments granitiques, granulitiques, schisteux, etc.....	60
Grès rouge séléniteux.....	20
Banc calcaire rouge séléniteux.....	} 30
Argile séléniteuse rouge.....	
Banc calcaire rouge (gîte de Mn.).....	
Argile séléniteuse rouge.....	
Marne gréseuse friable.....	10
Grès roses avec intercalations de bancs verts ou noirs....	60
Grès verdâtre.....	30
Conglomérats lie de vin noyés dans des arkoses à éléments granitiques et granulitiques.....	40

Substratum schisteux paléozoïque redressé.

Crétacé. Le Crétacé commence avec le calcaire de Tazougert, qui contient, outre des débris de Rudistes de grande taille, *Exogyra olisiponensis* signalée également dans le Dj. Mechmech par G. Painvin (*loc. cit.*) vers l'Est. Ce plateau s'amincit pour se terminer en pointe au NW de Bou-Anane où il est disposé en une bande de direction *parallèle*. Dans la direction de l'Ouest, il se confond avec la plaine de Temassint, mais l'échancrure de l'Oued Ziz permettra de l'étudier très facilement quand cette région sera accessible ; j'y ai trouvé, à Aoufous, la faune cénomaniennne suivante :

Heterodiadema lybicum DESOR, *Holectypus excisus* COTT. ;

Neolobites Vibreyanus D'ORB.

Apricardia sp. *Radiolites* et Spongiaires abondants ;

Exogyra olisiponensis SHARPE, avec la faune de Constantine signalée par Coquand :

Nautilus Mermeti.

Anatina Jettei.

Globiconcha ponderosa.

Strombus Mermeti

Cardium aff. *Mermeti* ¹.

Au Sud, le sol est uniquement constitué par des grès roses à grain moyen, friables ; un banc calcaire s'étendant au milieu d'eux, au Sud de Bou Denib, m'a donné *Exogyra oxyntas* COQ. du

1. Fossiles examinés par M. H. Douvillé.

Cénomanien de Batna ; ces mêmes grès, aux confins du Tafilalet couronnent le Dévonien supérieur très redressé avec Orthocères géants et en outre :

Goniatites sulcatus MUNST., *G. (Gephyroceras) intumescens* BEYR.,
Clymenia lævigata MUNST¹.

En résumé, la puissante formation liasique de l'Atlas apparaît encadrée au Nord par des formations laguno-marines et continentales liasiques-crétaciques tapissant la dépression de la Moulouïa, au Sud par les formations laguno-continentales avec intercalations du Jurassique et du Crétacé marins.

TECTONIQUE

La tectonique de l'Atlas occidental, depuis sa partie haute qui s'élève au Sud de Marrakeck, a fait l'objet d'observations de A. Brives et L. Gentil ; A. Beaugé² à la suite de ses itinéraires dans la région méridionale de Meknès a dressé une carte synthétique appliquant à la totalité de l'Atlas des observations effectuées dans un district très restreint de ce massif.

Les faits dominants liés à la tectonique de cette partie de l'Atlas sont les suivants :

1° Importante dénivellation des formations du même âge, du Grand-Atlas à la vallée de la Moulouïa :

2° Différence de faciès entre ces deux districts ;

3° Abaissement insensible de la chaîne à l'Est et au Sud.

4° Localisation de plissements particuliers à ce massif.

Un examen d'ensemble des deux chaînes voisines montre la présence sur un substratum paléozoïque disloqué de deux géosynclinaux liasiques limités par les *horsts* extrêmes que L. Gentil³ a mentionnés et un *horst* médian : la vallée de la Moulouïa. Ce dernier constitue un seuil qui, en raison du peu de profondeur des eaux, aura des dépôts extrêmement sensibles aux oscillations du fond, ce qui explique la présence sur un court espace et une faible épaisseur de formations marines, lagunaires et continentales.

Fracture frontale. L'altitude élevée des formations liasiques de l'Ayachi prouve que le mouvement eustatique positif auquel

1. Ces fossiles ont été identifiés par M. J. Cottreau. Ils rappellent la faune des couches de Charrouin signalée par M. Haug, *Traité de Géol.*, p. 723.

2. *Loc. cit.*, fig. 1.

3. L. GENTIL. Sur la tectonique du Haut-Atlas marocain et ses relations avec l'Atlas saharien. *CR. Ac. Sc.*, 1912, 454, p. 1011.

est due la surrection de la chaîne atteint en cet endroit son maximum d'amplitude. La poussée qui se fait sentir sur les emplacements de ces géosynclinaux entraîne naturellement le horst médian, et la réaction de ce dernier détermine les failles qui l'isolent en une fosse, de sorte qu'un renversement de position s'opère en ce que ce horst devient fosse et que les deux fosses, par l'effet de tels mouvements tectoniques sont devenues *horsts*. En tenant compte de l'altitude actuelle du Lias aux environs de Midelt et de celle qu'il atteint dans le massif montagneux au Sud de cette localité, on constate que la dénivellation seule de cette fracture de grande amplitude dépasse 1 500 m. Cette fracture frontale s'étend vers l'Ouest jusqu'à une distance que je n'ai pu vérifier; vers l'Est, le *regard* décroît et au voisinage d'Anoual, le Crétacé s'étale sans autre solution de continuité que celle imposée par l'érosion.

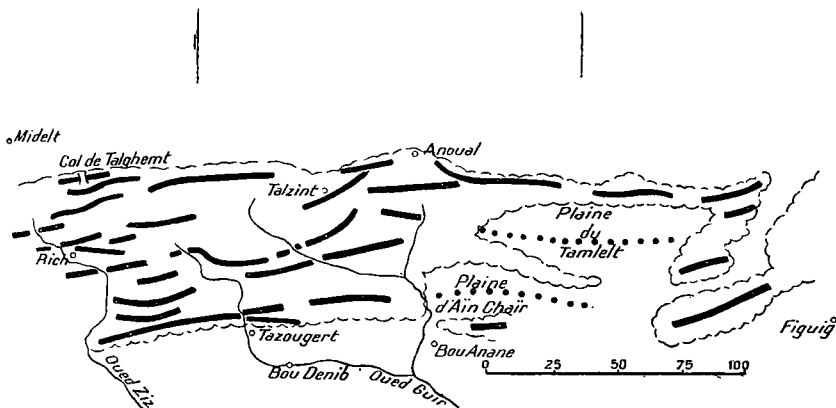


FIG. 1. — OROGRAPHIE : CRÊTES OU GROUPES ANTICLINALES DU GRAND-ATLAS. Les lignes pointillées représentent la position possible d'anticlinaux érodés.

Les sections de A. Beaugé (*loc. cit.*) définissent les failles de la bordure septentrionale de la fosse au voisinage de Laréis.

Un fait certain est l'absence de Crétacé à la surface du Grand-Atlas; les formations de cette période apparaissent au Sud par 35°68' de lat. N et au voisinage d'Anoual pour s'étendre vers l'Est. Ici, les mouvements qui les redressent entraînent parallèlement le Jurassique. Il est de même affecté par les dénivellations des failles du moyen Atlas que les sections de A. Beaugé montrent postérieures à l'Éocène¹.

Je n'ai observé nulle part de discordance entre le Crétacé et

1. Terrains signalés sans autre indication.

le Jurassique ou le Lias, mais le retrait du Crétacé indique indubitablement que le mouvement de surrection était déjà ébauché au moment de son dépôt et qu'il faudrait le reporter au début du Lias supérieur ou au Jurassique inférieur, puisque celui-ci débute, au Sud, par des formations lagunaires.

Plissements. — Les plissements s'allongent parallèlement à la chaîne et leur direction est intimement liée à celle du Grand-Atlas comme à sa fracture frontale. Ils sont disposés en rides étroites et courtes, si bien calquées sur la topographie, qu'un examen des cartes donne l'idée exacte de leur étendue, de leur disposition et de leur importance. Ce sont le plus souvent des brachyanticlinaux largement espacés ; aussi, comme le fait remarquer G. B. M. Flamand, ne voit-on jamais de *nœuds* orographiques et la disposition de ces brachyanticlinaux (arab. : *dahar* = croupe) rappelle, suivant l'heureuse expression de cet auteur, les *chenilles processionnaires* (fig. 1) ¹.

Autant qu'il m'a été possible d'en juger au cours de la traversée rapide de ces régions et par des observations antérieures, deux cas se présentent :

Le premier (Dj. Daït, Dj. Maïz), est celui d'un brachyanticlinal normal ou déversé avec un noyau de Lias inférieur au centre duquel, comme dans le Maïz, apparaissent les formations lagunoc Continentales rouges.

Le deuxième, réalisé, m'a-t-il semblé, dans la majeure partie des cas, notamment dans le Dj. Tillijjt, constant dans l'Oued el-Abid, rappelle la disposition précédente, mais avec une telle compression latérale que la voussure disparaît, et que les couches les moins malléables se séparent du noyau et s'accolent dans un rebroussement vertical. Il n'y a pas de noyau apparent. En bordure de la Plaine des Gazelles dans les contreforts sud orientaux de l'Atlas, une disposition rappelant celle-là place côte à côte deux anticlinaux, sans partie intermédiaire synclinale, donnant aux couches une allure en *m*. C'est une disposition localisée et très fréquente en cet endroit.

Entre les brachyanticlinaux s'étendent de larges aires synclinales à fonds plats ; les tectoniciens des Karpathes ont cru voir dans cette disposition un caractère spécial aux *plissements des Hauts-Plateaux*. Nous verrons par la suite que ce ne sont que des ruptures locales d'équilibre, dans une couche rigide noyée au milieu de sédiments compressibles.

1. G. B. M. FLAMAND. Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-pays de l'Oranie et sur le Sahara, 1911, p. 784.

La zone plissée s'éteint au Sud avec l'Atlas aux limites du Crétacé pour reprendre, avec moins de régularité dans les contre-forts de Talza ou de Figuig; mais du Tafilalet à Bou-Anane, les plissements du Crétacé ne sont que de très rares accidents locaux comme dans le Dj. Mechmech. Les flancs méridionaux du Daït, de l'Achir, de Kheng el-Ghar s'enfoncent sous les grès jurassiques plongeant eux-mêmes sous le Cénomaniien peu ou pas relevé (fig. 2) ¹.

La disposition en *chenilles processionnaires* ne dépasse pas le 5^e grade; les plissements plus complexes qui font suite ont été étudiés par Flamand; à remarquer seulement que cette disposition, à l'exclusion de tout autre, est spéciale au Grand-Atlas et n'est, ailleurs, qu'un cas spécial, isolé, comme au Nord des Ida ou Tanan où la mentionnent P. Lemoine et L. Gentil.

Les plissements parallèles du Grand-Atlas affectent le Lias, le Jurassique (Bou Anane) et le Crétacé; vers l'Ouest, notamment au Sud de Marrakech, ils relèvent régulièrement, sur de grandes distances, les sédiments qui englobent le Crétacé et le Nummulitique (y compris les grès roses oligocènes de Savornin) ². Leur

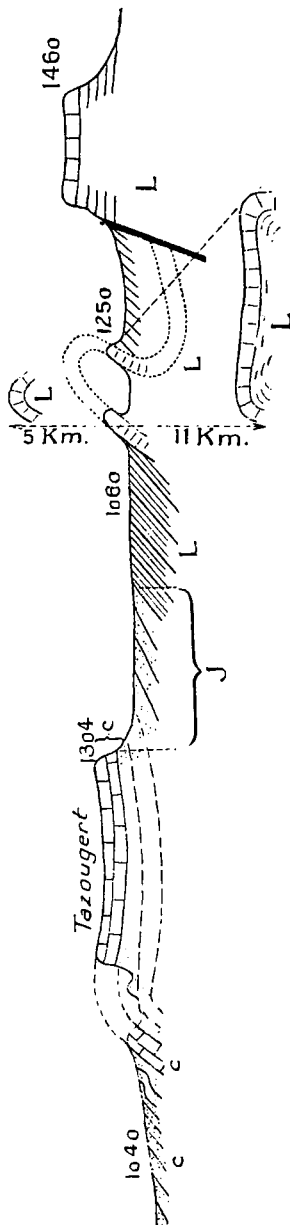


FIG. 2. — DERNIERS CONTRE-FORTS DE L'ATLAS SUR LE PLATEAU DE BOU-DENIB. (1 : 200.000); L, Lias; J, Jurassique; C, Crétacé (Cénomaniien).

1. Les hydrocarbures auxquels le Lias doit sa couleur noire ou bleue distillent en profondeur et des taches résinifiées par la chaleur solaire à laquelle elles sont exposées apparaissent dans les grès de l'Oued Guir, à l'Est de Bou-Denib. C'est vraisemblablement à leur présence que serait due l'odeur de pétrole qui incommodait les légionnaires au cours des travaux de déblaiement de la route d'Aoufous (Renseignement C¹ Belloüin).

2. J. SAVORNIN. L'Aquitainien continental dans le Sud-Marocain *CR. Ac. Sc.*, 1920, 471, p. 807 et Extension de l'Aquitainien au Maroc. *Ibid.*, 1921, 473, p. 164.

âge, comme celui des fractures, est donc post-nummulitique, ce qui les rattache à l'Atlas moyen et l'Atlas saharien.

La localisation des brachyanticlinaux dans cette partie liasique de l'Atlas doit être attribuée à la nature du sol puisque ceux-ci affectent aussi dans les mêmes conditions les dolomies jurassiques. Il semble qu'il faille, pour leur réalisation, des couches dures et rigides noyées dans des sédiments malléables, condition réalisée par le Lias dont une partie est docile aux compressions alors que les calcaires domériens y sont réfractaires et se relèvent brusquement aux points de moindre résistance, laissant entre ceux-ci de grandes surfaces planes.

En somme, la surrection de la chaîne résulte de mouvements dont l'origine remonte au Lias supérieur ou au Jurassique inférieur et dont le maximum d'effets correspond à l'Ayachi, dans la partie orientale de l'Atlas. Le caractère dominant des plissements est la formation de brachyanticlinaux superficiels s'étendant jusqu'à Tamelet et Figuig¹.

1. Les sections destinées à ce Mémoire ont été perdues ou détériorées au cours des tempêtes de mars 1923 qui ont sévi dans les Rehanna.

NOTICE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE SUR LA RÉGION COMPRISE
ENTRE KASBAH BEN AHMED ET SETTAT
(MAROC CENTRAL).

PAR F. A. Rolland ¹.

Le trait dominant de la région que nous envisageons réside dans le caractère transgressif du Crétacé moyen sur la pénéplaine hercynienne du Maroc central à laquelle M. L. GENTIL a donné le nom de « Meseta marocaine », et dans le caractère régressif du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur préparant ainsi l'émersion qui s'est produite au début de l'époque lutétienne.

La formation des sédiments phosphatés a constitué un épisode de cette phase d'émersion et nous savons aujourd'hui à la lumière des controverses [1, 1 bis, 2, 3, 4, 4 bis, 5] dont leur âge a été l'objet, que ces dépôts forment au Maroc une série compréhensive qui englobe à la fois le Maestrichien, le Danien et la majeure partie du Suessonien.

PALÉOZOÏQUE.

Ordovicien. — Le substratum ancien affleure dans le fond de la vallée du Tamdrost² vers l'amont sous forme de bancs de quartzites que nous rapportons d'une manière encore hypothétique à l'Ordovicien. Nous n'y avons rencontré d'autre fossile qu'un pygidium de Trilobite en mauvais état de conservation (*Homalonotus* sp.). Ils ont une direction variable, tantôt E-W tantôt NW-SE.

En certains points les bancs de quartzites percent la couverture crétacée, témoin le croquis ci-contre qui a été relevé aux environs de Sidi Hadjej.

Gothlandien. — Vers l'aval, à la hauteur de Ras el Aïn où la vallée s'élargit considérablement, les quartzites font place à

1. Note présentée à la séance du 23 juin 1924.

2. Le tracé de la ligne d'exploitation à voie normale des Phosphates ayant utilisé cette vallée pour accéder au plateau d'Oued-Zem, nous avons recueilli sur son parcours bon nombre de matériaux et nous y avons relevé des coupes qui ont considérablement facilité nos observations. Nous aurions garde d'oublier en outre la franche hospitalité que nous avons reçue sur les chantiers dirigés par M. GAET, ingénieur de la ligne. C'est grâce à ce dernier que nous avons pu mener à bien un travail qu'il nous eût été impossible de réaliser avec les ressources insuffisantes dont nous disposions.

une puissante formation argileuse avec, disséminés dans la masse, des nodules siliceux contenant fréquemment des débris d'Orthocères, d'Encrines ou de Paléoconques.

Dans une tranchée de la nouvelle ligne des phosphates, nous avons eu la bonne fortune de découvrir, au sein des argiles elles-mêmes, des restes de Crinoïdes que M. F.-A. BATHER — qui a bien voulu les examiner — attribue à *Scyphocrinus elegans* ZENKER¹.

Ainsi les argiles noduleuses qui se signalent par une teinte variant du gris au rouge-violacé seraient l'équivalent au Maroc des couches de transition E₁-E₂ du « Bohémien » de J. de Barande. Elles représenteraient le Wenlockien des géologues anglais, c'est-à-dire l'un des termes médians de l'étage gothlandien et non pas le Dévonien moyen comme nous avons été tentés de le croire [6].

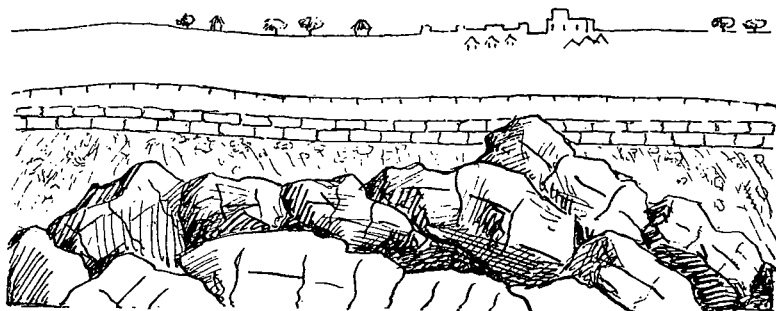


Fig. 1. — Pointement de Quartzites formant « Sokkrat » à travers le Crétacé.

Un autre affleurement de ce niveau est visible à dix kilomètres vers l'aval, ce qui s'explique en ce sens que l'orientation générale de la vallée recoupe la direction d'affleurement des couches siluriennes sous un angle très aigu. Elle est, en quelque sorte, à cheval sur la ligne de séparation des deux étages.

CRÉTACÉ.

On sait que la phase de surrection de la chaîne hercynienne se place au Carbonifère moyen. La région qui nous occupe a donc été exondée pendant toute la durée des époques : carbonifère supé-

1. Nous exprimons nos vifs remerciements à M. F.-A. BATHER, Deputy Keeper of the British Museum à qui nous sommes redevables de cette précieuse détermination.

rière, permienne ¹, triasique, jurassique et crétacée inférieure.

L'érosion a donc pu pousser très loin son œuvre d'abrasion, préparant ainsi en quelque sorte l'avènement de la grande transgression mésocrétacée. Celle-ci a submergé toute la région, s'étendant très loin vers l'Est et vraisemblablement aussi vers l'Ouest ; toutefois le faciès néritique des sédiments et de la faune qu'ils renferment témoigne incontestablement du caractère épicontinental des mers crétacées du Maroc central ainsi que M. Savornin l'a déjà fait observer avant nous [2 bis].

Cénomanién. — La série crétacée débute par une alternance plusieurs fois répétée d'argiles et de marno-calcaires très peu fossilifères.

En certains points du tracé de la ligne des Phosphates et notamment parmi les matériaux extraits d'une tranchée profonde de douze mètres nous avons recueilli des Foraminifères qu'un examen hâtif nous avait fait regarder de prime abord comme des Nummulites [6]. M. H. DOUVILLÉ ² qui les a très obligeamment étudiés les rapporte au genre *Cyclolina*, mais d'après cet éminent spécialiste de nouvelles récoltes seront nécessaires pour aboutir à une détermination spécifique.

Ces Foraminifères voisinent dans le même gisement avec des Nérinées que nous avons pu identifier à :

Nerinea bicatenata H. COQUAND.

Cryptoplocus sp.

Enfin la présence de

Hemiaster proclivis PERON et GAUTHIER ³

au sein des couches sous-jacentes milite en faveur de l'attribution de ces niveaux à l'extrême base du Cénomanién et peut-être même à la partie supérieure de l'Albién.

Quelques intercalations gypseuses relevées à certains endroits de la ligne (non loin du Marabout de Lalla Fathma el Keïla) sont venues nous confirmer dans cette manière de voir.

Un banc de grès dolomitique jaunâtre formant corniche termine vers le haut cette série marno-calcaire de base. Il supporte un ensemble de calcaires blancs pulvérulents à :

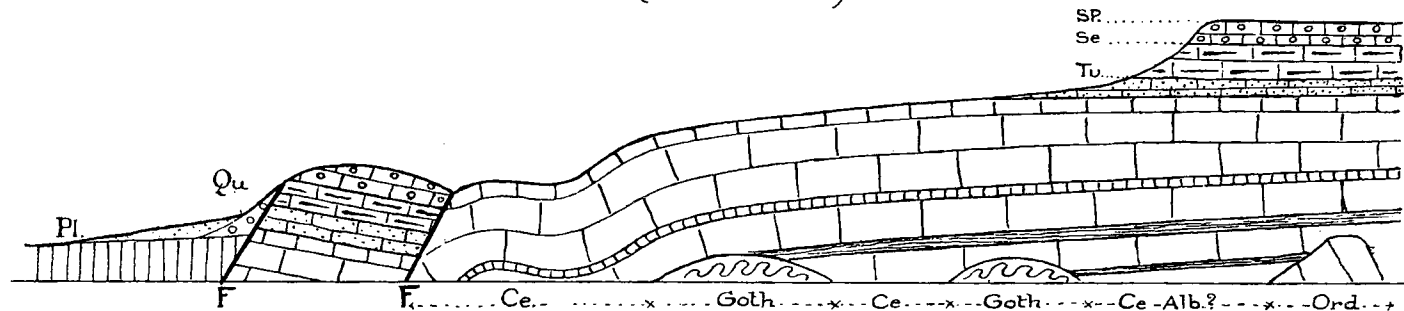
Turritella aff. *Hugardiana* D'ORBIGNY

1. Nos observations ne concordent pas avec celles de nos devanciers quant à l'existence de dépôts permien ou triasiques dans cette région.

2. Qu'il nous soit permis d'adresser ici à M. H. DOUVILLÉ l'hommage de notre respectueuse gratitude.

3. Cette détermination est due à la complaisance et à l'autorité bien connues de M. COTTREAU assistant au Laboratoire de Paléontologie du Muséum.

Coupe en raccourci suivant le versant droit de
l'Oued Tamdrost (N-W-SE).



Légende

Qu.—Brèche des pentes passant latéralement aux alluvions quaternaires.

Pl.—Pliocène

SP.—Serie phosphatée {Cocène inf.
Sénonien sup.}

Se.—Marnes sénoniennes

Tu.—Craie turonienne

Ce.—Marno-calcaires Cénomaniens.

Alb-Ce—Argiles gypseuses et marnes du sommet de l'albien ou de la base du Cénomaniens

Goth.—Argiles noduleuses gothlandiennes

Ord.—Quartzites Ordoviciens

FIG. 2.

lequel est subordonné à un calcaire compact blanc jaunâtre de faible épaisseur mais très fossilifère.

Ce niveau nous a livré non loin de Settat (6 km. Est) les éléments d'une riche faune de Mollusques à affinités nettement cénomaniennes ; ce sont notamment parmi les Céphalopodes :

- Acanthoceras Mantelli* SOWERBY.
 — *Pentagonum* J. BROWNE et HILL.
 — *naviculare* MANTELL.
 — *Gentoni* DEFRANCE.
Acompsoceras Sarthense GUÉRANGER.
Pachydiscus Rollandi THOMAS et PÉRON.
Puzozia sp., etc... etc...

Un accident local visible à 2 km. environ au Nord du viaduc jeté sur l'oued Tamdrost a affecté les couches cénomaniennes. On assiste à leur plongement au NW sur un espace de quelques centaines de mètres puis brusquement à la juxtaposition à ce niveau des calcaires à silex formant le toit de la série phosphatée, tandis qu'elles reprennent plus loin vers l'Est leur allure subtabulaire.

Turonien. — L'étage terminal du Mésocrétacé est représenté par un calcaire pulvérulent en surface, mais qui revêt plus de compacité en profondeur.

À l'extrémité orientale de la vallée du Tamdrost et non loin de Sidi Hadjej ces calcaires ont été exploités comme ballast pour la voie ferrée. Cette circonstance aidant, nous avons pu recueillir sur place des matériaux qui constituent actuellement la plus belle parure des collections naissantes de l'Institut Scientifique chérifien.

Des recherches longues et minutieuses effectuées sous le contrôle de maîtres spécialisés, seront nécessaires pour aboutir à une détermination spécifique de tous les types rencontrés.

Notre unique préoccupation ayant été jusqu'à ce jour de dater ces couches, nous n'avons fait qu'effleurer cette étude¹.

Nous pouvons toutefois signaler dès à présent les espèces suivantes :

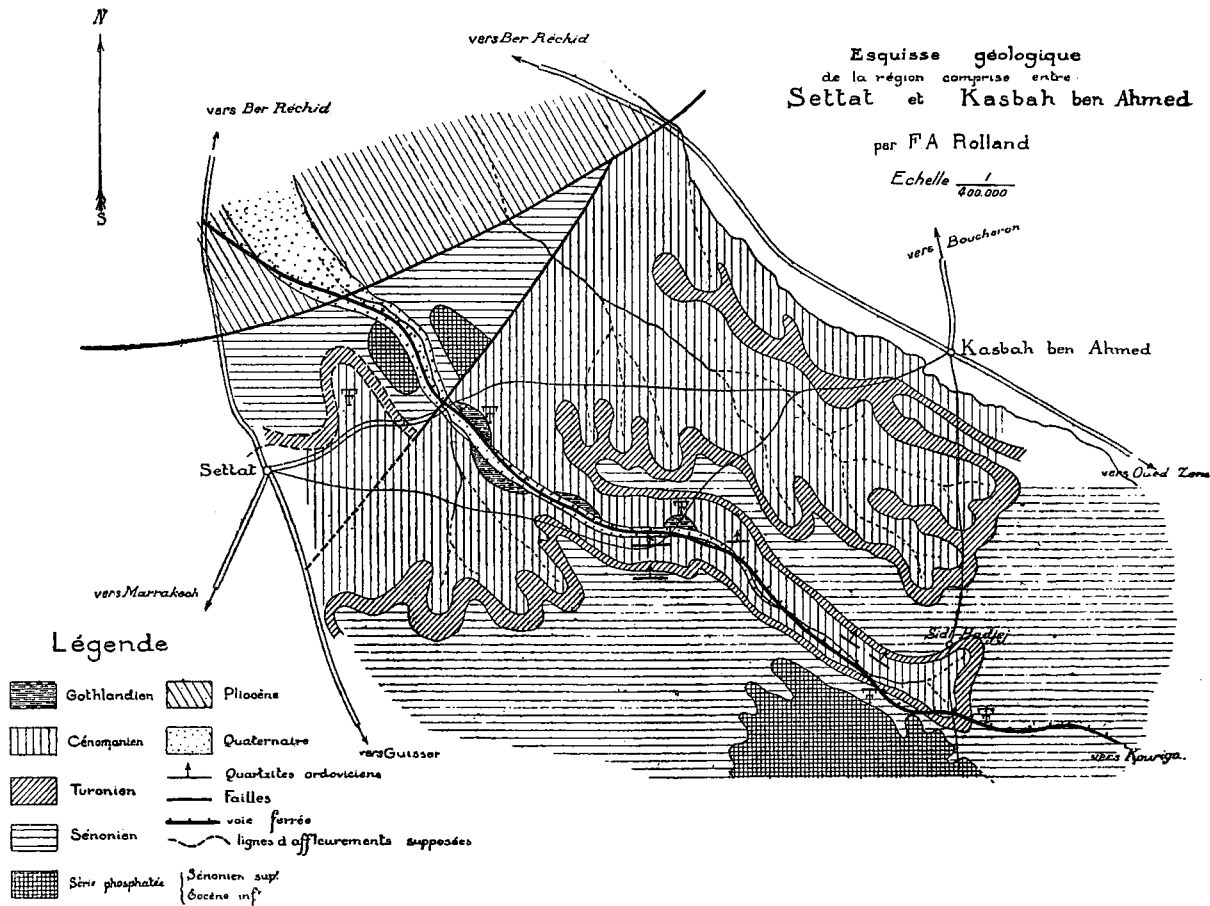
- Acanthoceras meridionale* STOL. var. *africana* PERVINQUIÈRE.
Acanthoceras? pseudonosoides CHOFFAT.

1. L'étude des matériaux qui ont fait l'objet de ce travail a été commencée au Laboratoire de Géologie du Muséum. Nous sommes redevables à M. le Professeur LEMOINE des premières directives qui ont grandement facilité nos recherches ultérieures. Qu'il nous soit permis de lui en exprimer ici notre vive reconnaissance.

Esquisse géologique
de la région comprise entre
Settat et Kasbah ben Ahmed

par F.A. Rolland

Echelle $\frac{1}{400.000}$



NB. Le contour occidental du bassin phosphaté de Kouriga nous a été tracé obliquement par M^r Beaugé

FIG. 3.

Mammites nodosoides SCHLOTHEIM var. *afra*. PÉRV.

Mammites salmuriensis COURT. var. *Byzacenica* PÉRV.

Vascoceras subconciliatum CHOFFAT.

Pseudotissotia Meslei PÉRON.

Cardium productum SOWERBY (*subproductum* THOMAS et PÉRON).

Tylostoma Cossoni THOMAS et PÉRON.

Apporhais (*Helicaulax*) *subgibbosus* PÉRV.

Coelodus attenatus PRIEM etc... etc...

Sénonien. — Les premières assises de cet étage, que la ligne recoupe aux environs de Sidi Hadjej, nous ont livré non loin de cette localité :

Trigonia scabra LAMARCK.

Roudaireia Drui MUNIER-CHALMAS

et une Ammonite à cloison de Cératite dont la détermination est encore à faire.

Un calcaire cristallin à

Cardium biseriatum CONRAD

se superpose à ces niveaux et la série se poursuit en hauteur par des calcaires marneux tantôt de couleur rose, tantôt blancs, tantôt jaunâtres jusqu'à l'apparition des premiers lits phosphatés.

Des silex concrétionnés de couleurs vives signalent l'approche des couches productrices de phosphates.

Nos investigations n'ont pas dépassé la limite occidentale du bassin qui est si activement et si utilement exploité sous la haute direction de M. BEAUGÉ.

A l'autre extrémité de la vallée et en bordure de la plaine littorale des Chaouïas, les couches terminales de l'étage apparaissent dans la falaise qui se prolonge au Sud vers Settat, sous forme de calcaires et de marnes jaunâtres qui nous ont donné respectivement comme fossiles déterminables :

Cyprina Marioni CHOFFAT.

Exogyra decussata GOLDFUS?

Inoceramus sp.

Suessonien. — Les marno-calcaires ci-dessus sont subordonnés à un niveau contenant les silex à dents de Squalidés et à Coprolithes qui caractérisent le toit de la série phosphatée. Ils forment l'assise terminale de la falaise et ils viennent buter par faille vers l'amont contre les calcaires cénomaniens ainsi que nous l'avons déjà fait observer.

Cette disposition rappelle par certains côtés celle qui a été

relevée plus au Sud par M. BRIVES en 1919 [7] avec cette différence toutefois qu'il n'y a pas eu ici transgression mais bien dénivellation par faille de l'ensemble parfaitement concordant du Sénonien et du Suessonien.

QUATERNAIRE.

Les alluvions qui remplissent le fond de la vallée ont été exploitées par endroits comme sablières. Nous y avons recueilli comme fossiles :

Des dents d'Équidé, de Bovidé et d'Antilope mélangées à des mollusques d'eau douce (*Unio*, *Melanopsis*) voisins des espèces vivant actuellement au Maroc.

Il s'agit là selon toutes probabilités d'un Quaternaire récent.

Paléolithique. — Les alluvions ci-dessus ne nous ont pas livré de silex taillés, mais par contre, sur les hauteurs environnantes, parmi les nombreux silex épars à la surface du sol, nous avons recueilli un certain nombre de spécimens présentant une taille intentionnelle.

Nous citerons notamment :

1° Un instrument de type chelléen trouvé dans les environs de Sidi Hadjej (cette pièce en silex se signale par une patine rougeâtre).

2° Une hache en quartzite de type chelléen.

3° Une multitude de petits instruments dont la technique nous a semblé très confuse.

M. PASSEMARD venu en mission préhistorique au Maroc en 1922 a emporté un lot important de ces pièces que nous avons recueillies ou qu'il a lui-même récoltées sur nos indications; nous attendons de ce préhistorien quelques précisions sur la position chronologique de cet outillage.

Nous devons ajouter qu'un outillage semblable avait été recueilli en 1921 par M. le lieutenant BÉJOT dans les environs d'El Boroudj et dans des conditions de gisement analogues d'après la description que cet officier a donnée de cette station [8].

TECTONIQUE.

Il y a lieu d'établir un rapprochement entre l'accident tectonique dont il est fait mention dans ce travail et celui de plus grande envergure qui, à quelques kilomètres de là, a motivé la

rupture de pente connue sous le nom de « Falaise de Settât ».

Déjà mentionnée par M. L. JOLEAUD [4 bis] cette faille bordière limite au Nord-Ouest le horst du Maroc central auquel on convient de donner l'appellation impropre de Plateau de Settât ¹.

On assiste donc dans cette zone disloquée à une succession d'effondrements en gradins s'échelonnant du NW au SE et dont le plus central parmi ceux connus jusqu'à ce jour serait celui figuré par le Dr Russo à la hauteur de Melgou [9].

Il n'est même pas impossible que ce régime s'étende plus au Nord sous les eaux de l'Atlantique étant donné le parallélisme frappant de la ligne de rivage actuelle avec le plus important de ces accidents tectoniques.

BIBLIOGRAPHIE

1. P. Russo. L'Éocène phosphaté d'Oued Zem (Maroc occidental). *CR. Ac. Sc.*, t. 169, Séance du 28 juillet 1919.
- 1 bis. Id. L'Éocène phosphaté et les couches à Turritelles du Tadla. *CR. Ac. Sc.*, t. 170, Séance du 12 janvier 1920.
2. J. SAVORNIN. Sur la répartition et l'allure des Bassins phosphatés dans le Maroc occidental. *CR. Ac. Sc.*, t. 172, Séance du 24 janvier 1921.
- 2 bis. Id. État actuel des connaissances sur la Géologie du Maroc français. *Bull. Soc. Géogr. d'Alger et d'Afrique du Nord*, février 1922, p. 12.
3. L. GENTIL. Sur l'âge des phosphates marocains. *CR. Ac. Sc.*, t. 172, Séance du 3 janvier 1922.
4. L. JOLEAUD. Sur l'âge des dépôts de phosphates de chaux du Sud marocain, algérien et tunisien. *CR. Ac. Sc.*, t. 174, Séance du 16 janvier 1922.
- 4 bis. Id. Les phosphates du Maroc. Stratigraphie et pétrographie de la région des Ouled Abdoun (Maroc central). *B.S.G.F.*, 4^e série, t. XXIII, p. 172 (1923).
5. CH. DEPÉRET et Russo. Sur une faune sénonienne de Mosasauriens et de Crocodiliens à la base des couches phosphatées de Melgou (Maroc occidental). *CR. Ac. Sc.*, t. 178, Séance du 19 mai 1924.
6. F.-A. ROLLAND. Sur l'existence du Nummulitique dans la région de Settât (Maroc). *C. R. som. S. G. F.*, 6 novembre 1922.
7. A. BRIVES. Le Suessonien dans le Maroc Central. *CR. Ac. Sc.*, t. 168, p. 776 (1919).
8. Lieutenant BÉJOT. Au sujet d'une Station préhistorique trouvée à El Boroudj. *Bull. Soc. Sc. Nat. du Maroc*, t. II (1922), p. 105.
9. P. Russo et TUSSAU. Esquisse Géologique du Maroc central au 1/500.000. Édit. Service Géographique de l'Armée (juillet 1919).

1. Il serait préférable à notre avis de donner un sens plus général à cette appellation : Plateau du Tadla par exemple.

LE GOTHLANDIEN ET LES « COUCHES ROUGES » DANS LE MAROC CENTRAL ET OCCIDENTAL

PAR **A. Beaugé**¹.

Notre collègue M. ROLLAND a bien voulu me communiquer, il y a quelques jours, son étude en préparation sur la vallée de l'oued Tandrost et la région entre Settat et Ben Ahmed.

Outre d'intéressants renseignements de détail sur la stratigraphie de la région, cette étude apporte pour la première fois des précisions sur un point extrêmement important et très controversé jusqu'à présent, la question du Trias dans le Maroc Central.

La découverte de M. Rolland, qui transforme en Gothlandien le « Trias » de la vallée du Tandrost est appuyée sur des arguments paléontologiques irréfutables.

Mis en éveil par M. Rolland, nous avons saisi, quelques jours après, notre collègue, M. LENHARDT et moi, l'occasion de faire des recherches en un autre point, non encore exploré par nous, et nous pouvons confirmer par de nouvelles preuves l'affirmation de M. Rolland.

Près du kilomètre 28 de la route de Ber Rechid à Oued Zem, à l'endroit où la dite route longe en corniche la vallée de l'Oued El Ahmeur (Oued à peu près parallèle au Tandrost, à 15 km. au NE), les mauvais grès jaunes du Cénomaniens sont en contact direct d'un pointement d'argiles schisteuses, lie de vin, presque verticales.

Ces argiles sont coupées par un petit banc dur, épais de 10 à 15 cm. dans lequel se trouvent en quantité considérable des *Orthocères*.

Nous y avons trouvé en outre 3 exemplaires de *Phacops fecundus* BARR. et un *Cheirusus* sp., probablement *bimucronatus* MURCH.

C'est bien là le Gothlandien du Tandrost, confirmé par la présence de Trilobites.

Je crois qu'il n'est pas inutile, en raison de l'importance du sujet, de résumer brièvement l'historique du « Trias » du Maroc central. Il me paraît indispensable d'élargir la question et d'indiquer les conséquences de la découverte de M. Rolland. Ayant eu l'occasion de parcourir en tous sens le Maroc depuis trois ans pour les études de détail

1. Note présentée à la séance du 23 juin 1924.

des zones phosphatières, je puis indiquer un certain nombre de points où se trouve le Gothlandien marneux du Tandrost.

Ce qu'on appelait Trias dans le Maroc Central a donné lieu, au Maroc même, entre les Marocains d'une part et quelques géologues venus en voyage d'étude d'autre part, à de nombreux échanges d'idées et d'opinions qui ont peu à peu éclairci le problème et en ont dégagé les obscurités.

On rangeait il y a peu d'années encore dans le Trias, où l'on appelait Permo-Trias, les épaisses formations argileuses *lie de vin* et surtout *vermillon* qui sont en beaucoup d'endroits interposées entre la Meseta primaire et sa couverture tabulaire tertiaire (Sud de Rabat et Chaouïa) ou crétacée (Région des plateaux phosphatés).

La faille bordière ouest des plateaux crétacés (Balcon de la Chaouïa), les oueds qui ont déterminé de profondes échancrures dans les terrains, comme aussi les falaises d'érosion au Nord des plateaux crétacés, laissent apparaître ces formations vivement colorées sur plusieurs dizaines de kilomètres de longueur, toujours à peu près horizontales.

La dénomination de Trias a été étendue aux formations marneuses vermillon qui apparaissent en plusieurs endroits sous le Crétacé du moyen Atlas (Région de l'Oued El Abid et de la Tessaoud, de Demnat), dans l'Oumer Rebia (Région de Mechra ben Abbou et en aval de ce point) ou dans le Sud du Maroc, entre Marrakech et Mogador.

C'est en effet bien le même étage : j'ai eu l'occasion de le suivre presque par continuité depuis les falaises nord des plateaux phosphatés des Ouled Abdoun jusqu'au Sud de Mogador.

Quand, au sens strict des mots, la continuité manque, on la rétablit sans peine parce qu'en retrouvant les marnes colorées, on retrouve inmanquablement au-dessus le Cénomaniens avec *Ostrea conica*, *O. africana*, *O. Colomba*, *O. vesiculosa*, *O. Cameleo* et surtout, presque partout, *O. flabellata*.

Je puis citer comme principaux points où l'on trouve dans le Sud du Maroc cette faune à Ostracées, toujours sur les marnes vermillon et en concordance avec elles :

O. Assif Zidir (sur la piste d'Agadir).

Dj. Tj. Tamerzagt et Haraoula (à quelques kilomètres à l'Ouest de El Khemis des Meskala).

Dj. Kharrouba (au Nord d'Imintanout).

Premiers plateaux des Mesfioua, au SE de Marrakech.

Tanhasset, au NE d'El Kélaa.

Vallée de l'O. El Abid, en maints endroits depuis Bzou jusqu'aux Aït Attab.

Quant au Cénomaniens qui surmonte uniformément les marnes vermillon des plateaux qui s'étendent depuis Mechra Ben Abbou jusqu'aux falaises situées à 20 km. au Nord d'Oued Zem et de Boujad, sa détermination a été assez souvent précisée pour qu'il soit inutile d'en reparler.

Cette présence constante du Cénomaniens subhorizontal toujours en concordance absolue avec un présumé Trias marneux sur 360 km. à

vol d'oiseau (du sud de Mogador au Nord de Boujab) n'a pas manqué de surprendre, au moment où, après les missions de découverte, on en est arrivé aux études de détail.

Certaines publications ont alors nié l'existence même du Trias sous le Cénomaniens fossilifère du Centre marocain, ne le laissant plus subsister que sur certains points où le caractère gypso-salin, avec de fréquentes coulées volcaniques, ne paraissait pas permettre de doute (Oued Mellah, région de Fort Boucheron, Oued de Ben Ahmed). On l'a maintenu aussi dans l'Oum er Rebia, à Mechra ben Abbou et en aval, où cependant il n'y a que des argiles vermillon.

Les immenses formations marneuses vermillon ont été à ce moment attribuées au Cénomaniens, en l'absence complète de fossiles, et par suite de leur concordance avec et sous le Cénomaniens inférieur ou supérieur à Ostracées caractéristiques.

M. Gentil a trouvé récemment, dans ces formations rouges — dans le sud du Maroc je crois — des fossiles permettant de les ranger dans l'Albien. On peut affirmer que les mêmes formations du Centre marocain, par continuité, sont du même étage.

Personnellement je maintenais cependant l'existence du Permo-Trias en beaucoup de points sous ces marnes vermillon. Notre collègue M. Lenhardt et moi avons remarqué depuis longtemps la différence de couleur entre les dites marnes vermillon et d'autres marnes schisteuses lie de vin ou violettes qui sont fréquemment à la base.

Cette différence de couleur est extrêmement nette après les pluies lorsque celles-ci ont ravivé les couleurs naturelles des terrains.

En outre, ces marnes lie de vin (jointes en de rares endroits à des marnes noires) sont *toujours schisteuses* et se délitent en paillettes dures comme des lambeaux d'ardoise. Ce phénomène est surtout net pour les marnes noires. Enfin, *partout où nous les avons vues*, elles sont vivement redressées, quelquefois jusqu'au voisinage de la verticale, tranchant avec les argiles sableuses massives superposées ; ces argiles massives, par contre, ne laissent pas voir de pendage net sauf en quelques points, où elles sont coupées par des lits verdâtres (falaises des régions de Ben Ahmed à Boucheron) ou par des bancs de grès jaunes épais de quelques centimètres seulement (vallées de l'Oum Er Rebia à Mechra ben Abbou et en aval ; Tanhasset ; région de Demnat).

Ces lits et bancs sont toujours subhorizontaux et parallèles aux affleurements cénomaniens surmontant la formation marneuse ; dans la région de Demnat ils sont redressés avec le premier soulèvement de l'Atlas.

On pouvait donc affirmer que sous les marnes créacées existait par places un autre étage, que sa couleur, sa schistosité et son plissement faisaient ranger dans le Permo-Trias faute de précisions.

Avant nos dernières recherches nous n'avions jamais rien pu y trouver, à part des débris ferrugineux informes, des quartz bipyramidés et beaucoup de pyrites radiées éclatées.

Sur certains points, et pas nécessairement accompagnées de ces marnes schisteuses lie de vin, se trouvent des traces d'anciens volcans, dont les déjections ont couvert des surfaces importantes. Ces points volcaniques étaient rangés par tous les géologues dans le Permo-Trias (cuvette de Marchand, toute la région de Boucheron ; Oued Mellah sur la route de Casablanca à Rabat, pied de la falaise phosphatée à 20 km. de Benguéir, pour ne citer que les plus connus).

Deux faits cependant étaient troublants dans l'affectation des marnes lie de vin au Permo-Trias : c'étaient leur schistosité très nette et leurs plissements violents, qui se rapprochaient de ceux des quartzites ou des schistes massifs voisins.

J'ai eu l'occasion en 1922, de soumettre les difficultés du problème à M. Termier lors de sa visite du barrage en projet à Saïd Machou sur le bas Oum Er Rebia. En ce point les hautes falaises de l'Oum Er Rebia ne laissent malheureusement voir, sous les grès tertiaires, que les argiles sableuses vermillon horizontales, qui prolongent le Crétacé inférieur situé sous les plateaux phosphatés d'El Boroudj. Ce que nous appelions « Permo-Trias » n'avait été trouvé que dans un puits foré pour chercher un sous-sol solide, au voisinage d'un barrage naturel de calcaires primaires. On ne pouvait malheureusement pas voir le pendage, ces marnes étant noyées, mais la couleur lie de vin et l'« allure ardoisière » étaient caractéristiques.

Le redressement de ces formations marno-schisteuses lie de vin était bien général dans tout le Maroc pour qu'elles fussent attribuées logiquement au Trias ou même au Permien ; il fallait pour cela allonger considérablement dans le temps la période des plissements hercyniens. L'explication de la sporadicité de ces restes dits permo-triasiques pouvait être trouvée en invoquant le dépôt d'un manteau général sur l'ensemble de la meseta primaire, puis son enlèvement postérieur sauf en quelques points, et la couleur vermillon des anciens dépôts uniformes du Crétacé inférieur pouvait s'expliquer par l'érosion et le remaniement des marnes lie de vin. Mais la schistosité *générale* de ces marnes « permo-triasiques » indiquait des compressions puissantes et leurs plissements ne pouvaient que difficilement être dus à de simples mouvements posthumes des grands soulèvements hercyniens.

L'incertitude restait donc absolue jusqu'à la belle découverte de M. Rolland.

Cette découverte modifie profondément les idées en cours sur la « transgression triasique » au Maroc et conduit par conséquent à un important remaniement des cartes ou esquisses géologiques actuelles de la meseta marocaine.

Comme je l'ai dit au début de cette note, je puis indiquer quelques points où se trouve le Gothlandien du Tandrost et noter ensuite l'extension des argiles vermillon, l'autre face de l'ancien Permo-Trias.

En descendant du Nord au Sud, on trouve le Gothlandien :

1° Sur la rive gauche du Korifla, en face de N'Kreila. La direction du pli est en moyenne à cet endroit Nord-10° Est. Il est possible que le Permo-Trias noté sur certaines cartes dans l'Oued Korifla jusqu'au Sud de Méaux soit gothlandien, cet Oued coulant sensiblement dans la direction Nord-10° Est. Je ne connais pas la région et ne puis faire qu'une hypothèse, déduite de la direction relevée vers le confluent du Korifla et de l'Oued descendant de Marchand.

2° A 3 km. au Nord de Marchand, au voisinage du volcan qui a couvert de ses déjections toute la cuvette sous les grès tertiaires. Je n'ai pas retrouvé dans mes notes la direction du plissement.

3° Dans le bas Oued Mellah, peu en amont du passage de la route de Casablanca à Rabat, au voisinage d'un volcan dans les laves duquel descend la route.

Sur le même alignement de pli (Nord-40° Est) on retrouve les marnes schisteuses lie de vin au voisinage de mauvais minerais de fer, à 6 km. au Nord de Médiouna, les grès tertiaires laissant voir leur substratum.

4° A 25 km. au Sud de Christian, sur la piste d'Oued Zem. Toute la région avoisinant le Djebel Berri et au Sud de l'Aïn Maza, est gothlandienne, avec alignement moyen des plissements Nord-45° Est. Les marnes schisteuses lie de vin disparaissent au Sud sous la falaise des argiles vermillon.

On les retrouve à peu près sur le même alignement dans l'Oued Zemrane, au Nord de la source d'Aïn Kahla, où elles disparaissent à nouveau sous les plateaux crétacés.

Je n'ai pas parcouru la région primaire sur la ligne qui joint les deux points ci-dessus. Il est vraisemblable qu'elle doit être gothlandienne.

5° Au pied de la falaise crétacée, depuis Boucheron jusqu'à 3 km. environ au SW de l'arrivée de l'Oued de Ben Ahmed dans la Chaouïa. La faille qui limite cette falaise est orientée très sensiblement Nord-45° Est, suivant la direction d'un ancien pli hercynien, et sa dénivellation laisse voir le Gothlandien presque partout sous les argiles vermillon, sur 40 km. de longueur.

En outre, les Oueds, qui à leur sortie dans la plaine ont profondément raviné les plateaux, font voir nettement la coupe de ces marnes schisteuses siluriennes sur toute l'épaisseur de ces dernières.

C'est sur cet alignement de Gothlandien que se trouvent les nombreux volcans de Boucheron.

6° Il existe dans l'Oued de Ben Ahmed et l'Oued Tandrost

étudié par M. Rolland, une anomalie qu'il est bon de noter :

Ces deux Oueds montrent le Gothlandien sur presque tout leur parcours ; on se trouve là sur des directions de plis orientés EW ou NW-SE, presque perpendiculairement à l'alignement du Gothlandien de la faille de Boucheron-Settat.

Cet alignement anormal se retrouve jusque dans le pointement dévonien à *Spiriféridés* situé quelques kilomètres à l'Est de Ben Ahmed.

La flexion de l'alignement normal n'est pas facilement visible ; on peut toutefois noter de vives torsions et des bouleversements des bancs calcaires ou quartziteux 6 km. avant la sortie de l'Oued de Ben Ahmed dans la Chaouia, dans le fond de cet oued.

7° A Saïd Machou dans le fond de l'Oum Er Rebia. C'est le point dont j'ai parlé ci-dessus ; le Gothlandien ne se montre pas ou au moins nous ne l'avons pas vu dans les zones parcourues, mais il est à 3 ou 4 m. sous le lit de l'Oued, dans la grande boucle que doit percer le tunnel du barrage.

L'alignement du pli n'a pas été vu.

8° A Mechra ben Abbou, sur les deux rives de l'Oum Er Rebia. Sur la rive nord, le Gothlandien se présente comme faisant partie d'un plissement orienté Nord-40° Est. Il disparaît sous les argiles vermillon que surmonte toujours le Cénomaniens.

Sur la rive gauche on le retrouve après avoir traversé les épais poudingues d'âge inconnu qui sont inclinés à 45° avec pendage vers le Nord. Je n'ai pas noté l'alignement du Gothlandien sur cette rive sud.

9° Sur la route de Marrakech à Mazagan, du Souk El Tnine à Sidi Rehal M'Tal. Les plis sont dans cette région à peu près exactement orientés Nord, de sorte que la route suit le Gothlandien durant plusieurs kilomètres. Au-dessus se trouvent encore le Crétacé inférieur vermillon et le Cénomaniens de M'Tal très fossilifère.

10° A 20 km. à l'Est de Ben Guérir près de Koudiat Mtin, et de l'Oued El Mers. Les plis sont là orientés à peu près exactement EW, comme la partie est du Dj. Kraro situé plus au Nord. Le Gothlandien est encore accompagné des cendres et des déjections laviques d'un volcan.

11° Dans le Sud, à 20 km. au SE de Mogador, dans l'Oued Igrounzar et l'un de ses affluents de la rive gauche, entre les Dj. Chekhou et Tagragra. Les marnes schisteuses lie de vin font là partie d'un pli orienté Nord-15° Est, et sont accompagnées de coulées appartenant à 2 volcans différents. Elles sont encore à la base d'une formation de plus de 50 m. d'argiles vermillon surmon-

tées par du Cénomaniien à Ostracées caractéristiques, complétées cette fois par de belles variétés d'Ammonites.

En résumé, je puis signaler, et bien entendu sans que cette énumération présente aucun caractère limitatif, les quelques alignements de Gothlandien ci-dessous, en allant de l'Ouest à l'Est :

1° Ligne volcan de l'embouchure de l'Oued Mellah, minerais ferrugineux du Nord de Médiouna, Saïd-Machou sur l'Oum Er Rebia. L'attribution à cet alignement du Gothlandien situé sous l'Oued à Saïd Machou est dubitative.

2° Ligne du Korifla moyen.

3° Ligne Boucheron-Settat. Ce 3° alignement est peut-être le prolongement du précédent.

Le Gothlandien de l'Oued de Ben Ahmed doit être relié par torsion à ce 3° alignement. Le Tandrost ferait partie d'un alignement plus au Sud.

4° Ligne de Marchand.

5° Ligne du Djebel El Berri-Aïn Kahla.

6° Ligne de Mechra ben Abbou, peut être reliée à un des alignements Nord ci-dessus, sous les plateaux phosphatés.

7° Ligne EW du Koudiat Mtin.

8° Ligne NS du M'Tal.

9° Dans le Sud, ligne N-NE de l'Igrounzar moyen.

Il est intéressant de noter que cet alignement de Gothlandien de la région de Mogador concorde avec les lignes des plissements hercyniens du grand Atlas au Sud de Marrakech.

Corollairement, l'autre face de l'ancien Permo-Trias est à remplacer par les argiles vermillon du Crétacé inférieur dans les régions ci-dessous :

1° Toute la falaise dite des Zaïane, formant le Nord des plateaux crétacés et phosphatés de Sidi Lamine à Boucheron est non pas triasique mais crétacée (Albien).

Les argiles violettes du Gothlandien ne peuvent se présenter qu'en quelques alignements, à peu près perpendiculairement à cette falaise. J'en ai noté deux ci-dessus, il y en a certainement d'autres au Nord de Boujad.

2° Il est de même pour la falaise bordière Ouest des mêmes plateaux, de Settat à l'Oum Er Rebia.

3° De même pour la vallée de l'Oum Er Rebia dont les falaises sont formées par les argiles vermillon du Crétacé depuis à peu près le Sud d'El Boroudj jusqu'au voisinage d'Azemmour.

Le Primaire est vu en un assez grand nombre de points, l'érosion ayant enlevé tout le Crétacé, mais là où se présente le Gothlandien violet, il ne peut être qu'à peu près perpendiculaire à l'alignement général du fleuve.

4° De même pour la région de Kaïd Tounsi à Sidi Rehal du M'Tal.

5° De même pour l'Oued Chichaoua et les environs, ainsi que pour la région de l'Oued Igrounzar de Mogador.

6° Le Trias est également à remplacer par les argiles crétacées sur la faille bordière Nord du moyen Atlas au Nord de l'Oued El Abid (Région de Bzou) et *en partie* dans la région de Demnat où l'on trouve à la fois, et au contact, l'Albien vermillon et les marnes schisteuses lie de vin qui accompagnent les schistes à graptolithes.

On ne peut encore rien dire, dans l'état actuel de nos connaissances, sur les volcans qui voisinent fréquemment avec le Gothlandien. Il est cependant intéressant de noter que, dans la région de Mogador, les épanchements laviques accompagnés de cendres sont très redressés, allant jusqu'à la verticale sur l'emplacement des volcans de l'Oued Igrounzar.

Il n'est pas impossible que ces volcans soient siluriens.

Je n'ai pas parcouru toute la vallée de l'Oued Mellah qui va de Boucheron à Fedhala, ni celle de l'Oued Nefiŕkh, un peu plus au Nord, et non plus la région de Maaziz. En invoquant la continuité, comme suite aux faits d'observations cités dans cette note, il semble qu'on puisse faire l'hypothèse que là aussi le « Trias » doit être supprimé.

J'ai vu le Crétacé rouge dans le haut oued Mellah, à plusieurs kilomètres au Nord de Boucheron, sous les grès tertiaires de la haute Chaouïa : la dénivellation avec le Crétacé des plateaux provient précisément de la faille de Boucheron. Le Crétacé doit s'étendre le long de cet Oued partout où l'on voyait autrefois du Trias ; naturellement il peut être coupé par quelques lignes NE-SW de Gothlandien.

Quant à la région de Maaziz, elle est exactement sur l'alignement du pli hercynien abrasé qui laisse voir le Gothlandien à Marchand.

Toutes ces modifications aux connaissances actuelles sur la meseta marocaine constituent une grosse simplification : d'abord il n'est plus besoin d'envisager une transgression triasique reprise *en concordance* au Crétacé : bien avant la fin des temps primaires toute la meseta actuelle était exondée et ses chaînes hercyniennes restèrent soumises à l'érosion et à l'arasement jusque vers le Crétacé inférieur, moment auquel un basculement de toute la région sud a permis le dépôt de l'immense manteau

uniforme des argiles sableuses vermillon dont l'épaisseur moyenne dépasse 40 m., sauf lorsqu'elles se sont déposées autour d'un pointement primaire. Ensuite, on n'a plus à invoquer un allongement important de la période des plissements hercyniens, pour les quelques points qui sont restés « permo-Trias » après 1922 ou 1923.

Dans le Sud, les argiles rouges présentent sur certains points des couches gypseuses intercalées, plus ou moins épaisses. Le gypse est à peu près constant dans toute la région à l'Ouest des Ganntour, au lac Zima, sur le bas Tensift et à l'Est de Mogador (Dj. Haraoula).

Des îlots primaires sont certainement restés au milieu de ces dépôts néritiques. On en a la preuve au Sud de Mechra Ben Abbou, un peu au Nord de El Arba, où les argiles rouges se terminent en sifflet, passant à des galets de rivage. Toute la région au NW de Ben-Guerir devait constituer un îlot.

Il en est de même probablement pour la majeure partie des Djebilet, au moins pour la partie centrale, quoique le redressement et la discordance du Crétacé et de l'Éocène situés à l'Est du lac Zima indiquent un mouvement relatif de ces terrains par rapport aux Djebilet, postérieur à l'Éocène.

Au moment du maximum de la transgression crétacée, la ligne du rivage bordant les terrains primaires devait passer peu au Nord d'Azemmour et suivre la vallée actuelle de l'Oum Er Rebia à peu de distance à l'Est ; contournant la Chaouïa, dans laquelle le Primaire est seul visible sous les grès tertiaires, les mers du Crétacé inférieur ont laissé leurs dépôts très au Nord de Boucheron (vallée de l'Oued Mellah) jusqu'à un point que je ne puis préciser, comme je l'ai dit plus haut ; enfin le rivage contournait la région primaire de la forêt des Zaers, de Christian et d'Oulmès, à une distance au Nord de la falaise actuelle des Zaïans qu'il est impossible de déterminer maintenant par suite de l'érosion subséquente.

En conclusion, le Permo-Trias n'existerait plus au Maroc que sous le Jurassique tabulaire du NE de la Meseta, sous le même Jurassique du djebel Hadid au Nord de Mogador, et dans l'Atlas sur l'emplacement de l'ancien géosynclinal. Il paraît très net également dans la vallée de Khenifra, où ses argiles lie de vin et brunes non schisteuses sont coupées par plusieurs bancs de poudingues à ciment extrêmement dur, indiquant un va et vient du rivage.

Il subsiste également bien entendu dans les nappes du Nord du Maroc.

LES MINÉRAIS DE FER OOLITHIQUE SECONDAIRES DE FRANCE

PAR **L. Cayeux**¹.

Les minerais de fer oolithique des temps secondaires font leur apparition, en France, dès l'époque hettangienne, où ils présentent une extension très réduite. Jamais les conditions ne furent plus favorables à leur développement et à leur diffusion qu'au Lias supérieur. C'est de cette période que datent les minerais de Lorraine, ainsi que toute une série de petits gisements mis en exploitation dans le Bassin de Paris, le Jura, le Mont d'Or lyonnais, les Cévennes et l'Aveyron.

Puis ils reparaissent, presque dénués d'intérêt pratique, au Jurassique moyen, pour reprendre une nouvelle extension considérable au Callovien, sans donner lieu à des concentrations, susceptibles d'être mises en valeur de nos jours. A l'Oxfordien, ils subissent une dernière régression, et c'est alors que disparaissent chez nous les derniers minerais de fer oolithique d'âge jurassique.

Après une longue interruption les minerais de type oolithique se retrouvent, d'une manière tout accidentelle, dans le Valangien marin du Jura et finalement dans le Barrémien de l'Est du Bassin de Paris, où ils se réclament d'un milieu qui n'a plus rien de marin. A partir de l'Aptien et surtout de l'Albien, les oolithes ferrugineuses disparaissent pour toujours en France et cèdent la place à une nouvelle combinaison ferrugineuse, la *glauconie*. Telle est, en gros, la répartition dans le temps de nos minerais de fer oolithique secondaires.

I. Matériaux des minerais de fer oolithique secondaires.

Les minerais de fer oolithique secondaires sont construits sur le même modèle que les minerais de fer oolithique paléozoïques. Ils renferment, en tant qu'éléments essentiels : des *minéraux*, des *oolithes*, accompagnées de *fausses oolithes*, des *organismes* et un *ciment*.

1. Cette note, présentée, résume les principales conclusions d'un volume qui vient de paraître sous le titre : Les minerais de fer oolithique de France. Fasc. I, minerais de fer secondaires (*Étude des Gîtes minéraux de la France*, 1922, 1051 p., 63 fig., et 35 planches hors texte).

MINÉRAUX. Le *quartz* clastique ne joue un rôle important que dans les minerais lorrains. Il manque dans la plupart des autres, et, dans le cas contraire, ses représentants sont de très petite taille.

Le *quartz* secondaire tient une grande place dans certains minerais lorrains, où il résulte d'une quartzification de la sidérose et parfois de la calcite.

La présence de la *sidérose* clastique est à souligner dans une série de minerais lorrains. Par une quartzification progressive, dont il est possible de suivre toutes les étapes, les grains de sidérose passent à des éléments faciles à confondre avec des grains de *quartz* détritique, si l'on ne prête point une attention toute particulière aux inclusions.

D'une manière générale, le *phosphore* y revêt trois manières d'être : 1. Concrétions microscopiques de phosphate de chaux dans quelques minerais bajociens, calloviens et oxfordiens, où il paraît dériver d'Alcyonnaires ; 2. Débris de tissu osseux ; 3. Combinaison avec le fer, rendue invisible par les différents composés ferrugineux des oolithes, et jouant un grand rôle dans les minerais de Lorraine, en particulier. D'un bout à l'autre de la série, Barrémien non compris, les minerais oolithiques sont redevables de leur phosphore à l'activité organique.

OOLITHES. Toute oolithe ferrugineuse typique comporte une enveloppe corticale et un noyau. Par leurs changements de structure, de composition et d'épaisseur relative, ces deux éléments sont pour les oolithes une cause de variation presque sans limite. Dans la grande majorité des cas, le noyau est un corps étranger de nature minérale ou organique, et de volume très variable, par rapport à l'ensemble de l'oolithe.

Différents minéraux prennent part à la constitution des oolithes. Ce sont : la *calcite*, la *sidérose*, la *chlorite*, l'*hématite brune* et *rouge*, la *magnétite* et la *pyrite*. Par leur association en toutes proportions, au nombre de deux, trois et plus, ces minéraux font du groupe oolithique un ensemble infiniment divers. Dans une seule et même préparation de minerai oolithique valanginien de Métabief (Doubs) j'ai compté huit types d'oolithes de composition différente, en ne faisant appel qu'aux principaux.

L'oolithe hématisée est, par excellence, l'oolithe caractéristique des minerais secondaires. Pour plus de précision, observons que c'est l'hématite brune qui vient de beaucoup au premier rang. Il y a, de ce chef, une différence fondamentale entre les minerais d'âge secondaire et les minerais paléozoïques dont l'hématite appartient à la variété rouge.

Très importantes au point de vue théorique, les oolithes plus ou moins calcaires sont en moyenne des exceptions. N'empêche, qu'au total, j'en ai rencontré un nombre très élevé. En moyenne, leur degré de fréquence augmente de l'Hettangien à l'Infracrétacé compris.

Incomparablement plus répandues, les oolithes plus ou moins carbonatées et chloriteuses ont une moindre diffusion dans le temps. Elles abondent dans certains minerais lorrains et manquent dans l'Hettangien, ainsi que dans tous les minerais du Lias supérieur, autres que ceux de Lorraine. A partir du Bajocien, on ne peut plus les observer que de loin en loin, ce qui ne les empêche pas de jouer un grand rôle dans quelques dépôts comme ceux du Callovien, et surtout de l'Oxfordien de Normandie.

Les oolithes en fer magnétique sont spéciales au Bassin de Longwy-Briey, où elles présentent un caractère accidentel.

Quant aux formes pyriteuses, ce sont de simples curiosités, pour le moment inconnues en dehors des calcaires à oolithes ferrugineuses de l'Oxfordien de Normandie.

En principe, tous les éléments qui prennent part à la constitution de l'enveloppe corticale se retrouvent dans les nucleus, ce qui ne veut pas dire que les deux parties d'une oolithe aient même composition. De fait, elles sont presque toujours indépendantes dans leur histoire, et c'est pourquoi elles accusent si souvent des compositions très différentes. Lorsque tous les composés ferrugineux entrent en jeu, on observe des oolithes en hématite brune avec noyaux de fer carbonaté, de chlorite ou d'hématite brune, des oolithes en chlorite avec nucleus hématisés ou carbonatés, etc.

L'une des caractéristiques des oolithes étudiées est d'avoir très souvent pour noyaux des fragments d'oolithes remaniées, à différents états de minéralisation. Par exemple, dans les minerais qui font place à la chlorite, un individu pourra être formé d'une enveloppe hématisée et d'un morceau d'oolithe chloriteuse. Inversement un élément se décomposera en une enveloppe chloriteuse et un débris d'oolithe hématisée. Une pareille différence est de la plus grande importance au point de vue de l'histoire des oolithes ferrugineuses et des minerais.

FAUSSES OOLITHES. Des matériaux de nature diverse ont été convertis par les flots en éléments de même forme et de même volume que les vraies oolithes, et toujours confondus avec elles dans les diagnostics à l'œil nu et à la loupe. La grande majorité des pseudoolithes dérivent des Invertébrés et principalement des

Mollusques et Crinoïdes. Leur composition fournit tous les intermédiaires entre les types calcaires et les éléments entièrement minéralisés.

Les fausses oolithes jouent un rôle de premier plan dans l'Hettangien, dont les minerais encrinétiques ont été pris pour des minerais oolithiques, par suite de la forme globuleuse réalisée par les articles triturés. Quoique moins nombreuses, elles sont très répandues dans les stériles calcaires du Bassin de Longwy-Briey, et la proportion en est souvent notable dans les minerais du même Bassin. Exception faite pour celui-ci et le Lias supérieur, les pseudoolithes sont reléguées au rang d'éléments accessoires, sauf dans le Valanginien, où les formes d'origine organique redeviennent très fréquentes. Règle générale, en dehors des minerais de l'Hettangien de Bourgogne, du Lias supérieur de Lorraine et du Valanginien du Doubs, les fausses oolithes consistent en morceaux d'hématite roulés, de même origine que les nucléus des oolithes hématisées auxquelles ils font cortège.

MATÉRIAUX REMANIÉS (voir p. 271).

ORGANISMES. Les organismes vraiment caractéristiques des minerais de fer oolithique, ceux qu'on rencontre toujours ensemble, se répartissent en cinq groupes, auxquels sont dévolus des rôles extrêmement différents. Ce sont : les *Poissons*, les *Mollusques*, les *Crinoïdes*, les *Foraminifères* et les *Algues perforantes*.

D'autres peuvent s'adjoindre à eux et occuper une place appréciable ou notable dans tel ou tel minerai, tout en manquant, soit dans beaucoup, soit dans la presque totalité des autres. Ce sont des *Brachiopodes*, *Bryozoaires*, *Ostracodes*, *Alcyonnaires*, *Zoanthaires*, *Holothuries*, *Ophiures*, *Spongiaires* et débris végétaux.

Les fragments de tissu osseux s'observent dans presque tous les minerais, mais ils n'ont jamais d'importance numérique que dans ceux de Lorraine. Les Mollusques et Crinoïdes sont de beaucoup les plus fréquents de tous les restes organiques. Il existe même des minerais dits oolithiques à base de Crinoïdes. Bien que d'une grande diffusion, les Foraminifères sont rares en moyenne. Les traces d'Algues perforantes pullulent, lorsque les débris de Mollusques abondent.

Loin de se borner à participer à la constitution de minerais, la très grande majorité de ces organismes représentent un élément très important, en ce qu'ils subissent des changements de composition, en tous points comparables à ceux des oolithes. C'est

ainsi que les restes de Mollusques et d'Échinodermes, pour ne parler que des plus répandus, peuvent être fossilisés par divers minéraux, tels que calcite, sidérose, hématite, chlorite, magnétite et pyrite. En outre, minéralisés ou non, ils sont pour les oolithes une source inépuisable de nucleus.

CIMENT. Comparé aux minéraux et organismes, le ciment vient presque toujours, et de beaucoup, en seconde ligne, principalement dans les minerais de Lorraine, dont les oolithes se touchent très souvent. Dès le Bajocien son rôle s'amplifie notablement. A l'Oxfordien, il peut l'emporter, pour se restreindre au Barrémien, caractérisé par des oolithes très rapprochées ou contiguës.

Tous les éléments des oolithes se retrouvent dans le ciment, sauf à dire que la calcite l'emporte en moyenne, au lieu d'être reléguée au dernier plan, et que l'argile prend part à sa composition. La matière argileuse fait son apparition dans le Lias supérieur, plus particulièrement dans le Bassin de Nancy où elle semble fréquente. Elle l'est également dans les minerais oxfordiens et barrémiens. A l'opposé de la gangue de nature minérale, qui est celle de la presque totalité des minerais de fer oolithique secondaires, il existe une gangue organique tout à fait exceptionnelle, engendrée par la trituration d'articles de Crinoïdes.

CLASSIFICATION DES MINÉRAIS SECONDAIRES, DITS OOLITHIQUES. Suivant que les oolithes et les organismes prédominent plus ou moins, il en résulte la formation de minerais répondant à trois types distincts :

1. *Minerais oolithiques proprement dits* ;
2. *Minerais encrinitiques* ;
3. *Minerais encrinitiques et oolithiques, ou oolithiques et encrinitiques.*

Les minerais étudiés rentrent, en grande majorité, dans la première catégorie. La seconde réunit les minerais hettangiens de la Côte-d'Or, ainsi qu'une partie des minerais du Lias supérieur de l'Ardèche. Quant à la dernière, beaucoup mieux représentée que la précédente, elle groupe des minerais hettangiens, toarciens, aaléniens et oxfordiens.

LES COMPOSÉS FERRUGINEUX ET LEURS TRANSFORMATIONS. La *sidérose* joue dans la constitution des minerais de fer secondaires un rôle insoupçonné. Tels qu'ils sont aujourd'hui, ces minerais ne lui font réellement une place importante que dans le Lias

supérieur du Bassin de Longwy-Briey, dans l'Oxfordien normand, ainsi que dans une partie du Barrémien. Elle prend part à la formation des oolithes et du ciment et intervient parfois dans la minéralisation des organismes. On peut observer jusqu'à deux et trois générations de ce minéral.

La *chlorite* marche généralement de pair avec la sidérose, car les minerais carbonatés sont en même temps chloriteux, ce qui n'empêche pas la chlorite d'exister parfois en forte proportion indépendamment de la sidérose. De même que le fer carbonaté, le fer silicaté présente son maximum de fréquence dans les minerais lorrains et dans ceux du Barrémien. En dehors de la formation ferrugineuse de Lorraine, où il existe jusqu'à trois générations de chlorite, on n'en compte que deux, la première représentée par les oolithes et la seconde par le ciment. Le plus souvent, le fer silicaté dérive de la sidérose. Il est des cas où il procède de l'argile, et selon toutes probabilités, il peut épigéniser le carbonate de chaux directement.

On sait déjà que l'*hématite brune* est, par excellence, l'élément caractéristique des minerais mésozoïques. Elle existe seule dans beaucoup de minerais du Bassin de Longwy-Briey, mais elle peut être accompagnée d'*hématite rouge*, ou complètement remplacée par elle. Sont caractérisés par l'abondance ou l'existence exclusive de l'hématite rouge, les minerais hettangiens de Bourgogne, les minerais toarciens du Sud du Jura, de la région lyonnaise, de l'Ardèche et de l'Aveyron, les minerais bajociens et bathoniens de Privas et, enfin, les minerais calloviens de La Voulte. L'*oligiste spéculaire* s'associe toujours à l'hématite rouge et l'emporte quelquefois. La formation en deux temps est la règle pour les deux peroxydes. Au premier, appartiennent les éléments autres que le ciment et, au second, les gangues hématisées. L'existence d'une troisième génération paraît accidentelle.

Le *fer magnétique* n'est connu que dans le Bassin de Longwy-Briey.

Quant à la *pyrite*, c'est toujours un minéral de formation tardive, et nullement originel, distribué en inclusions dans la calcite, la sidérose et surtout la chlorite et l'argile. Elle peut figurer dans les oolithes, les organismes et la gangue.

II. Évolution minéralogique des minerais de fer oolithique secondaires.

L'analyse des minerais de fer oolithique paléozoïques m'a conduit à la conclusion que ces minerais ont été successivement

calcaires, carbonatés, silicatés et finalement *hématisés*, l'hématite étant susceptible de procéder directement de la sidérose ou de la chlorite. Dans la très grande majorité des cas, il était impossible de faire la preuve directe d'un point de départ calcaire, en l'absence de tout vestige de carbonate de chaux dans les oolithes. En présence de cette difficulté, j'ai fait intervenir les organismes originellement calcaires. Leur composition étant pareille à celle des oolithes qu'ils accompagnent, on est fondé à conclure que dans tous les cas les oolithes, elles aussi, étaient calcaires dès le principe.

Lorsqu'il s'agit des minerais de fer oolithique secondaires, pas n'est besoin de faire appel aux organismes pour démontrer que les oolithes devaient être calcaires à l'origine, attendu que les individus restés plus ou moins calcaires ne manquent pas. En réalité, les nombreuses oolithes calcaréo-ferrugineuses et ferro-calcaires observées, en nous faisant assister à la minéralisation progressive des oolithes calcaires, sont autant de preuves que les oolithes ferrugineuses auxquelles elles sont mêlées étaient primitivement calcaires.

Par leur proportion très élevée, les organismes calcaires, également observés à différents états de minéralisation, et généralement au même stade d'évolution que les oolithes, fournissent à l'infini des témoignages d'une minéralisation en grand du carbonate de chaux.

Nul doute, dans ces conditions, que les minerais de fer oolithique secondaires de France ne procèdent d'anciens dépôts calcaires.

Ceci posé, trois cas sont à distinguer, qui tous impliquent un état calcaire originel.

1. Les minerais, qui renferment du fer carbonaté, de la chlorite et de l'hématite, ont une évolution minéralogique calquée sur celle des minerais siluriens de Normandie ; c'est-à-dire que la sidérose, qui a remplacé le carbonate de chaux, engendre de la chlorite, puis de l'hématite, cette dernière substance pouvant dériver directement du carbonate de fer. Ledit enchaînement s'observe à la fois dans les oolithes, dans les organismes et dans le ciment. Un grand nombre de minerais secondaires, presque tous liasiques, permettent de le mettre en évidence, sans la moindre ambiguïté.

2. Deux composés ferrugineux sont en présence : la sidérose et l'hématite, ou la chlorite et l'hématite. Sidérose et chlorite donnent naissance à de l'hématite, mais rien ne fait supposer l'in-

tervention de la chlorite dans la première combinaison et de la sidérose dans la seconde. Les deux comportent très peu de représentants.

3. Un seul élément ferrugineux essentiel, l'hématite, entre en jeu, sans qu'on observe jamais la moindre trace de sidérose et de chlorite. En dehors du Bassin de Longwy-Briey, c'est ainsi que les choses se passent pour la très grande majorité des minerais.

Il y a beaucoup trop de minerais relevant de cette dernière catégorie pour que la question d'une histoire simplifiée ne se pose pas. Cette simplification ne mettrait pas en cause la composition première des oolithes, qui auraient été calcaires suivant le cas général. Des exemples de substitution directe de l'hématite au carbonate de chaux sont connus depuis longtemps, et les minerais étudiés en fournissent de très démonstratifs. On y voit, par exemple, de l'hématite rouge ronger peu à peu les éléments calcaires du ciment et finalement les remplacer. Le même phénomène se produit, à grande échelle, aux dépens d'organismes, et toujours en l'absence du plus petit vestige de sidérose et de chlorite. En l'état de nos connaissances, il n'y a pas dans les nombreux matériaux rassemblés d'éléments de démonstration suffisants pour conclure, en toute certitude, que tous les minerais hématisés ont été carbonatés et silicatés à un moment donné de leur existence, et j'admets qu'il en est parmi eux, et peut-être beaucoup, qui sont passés directement du stade calcaire à la phase hématisée.

FORMATION EN DEUX TEMPS DES MINERAIS DE FER OOLITHIQUE SECONDAIRES. Un des faits les plus instructifs mis en évidence, d'un bout à l'autre de la série des minerais étudiés, est que les oolithes ainsi que le ciment n'accomplissent pas leur évolution minéralogique en même temps. A de rares exceptions près, les oolithes sont en avance sur le ciment. La chose, qui est extrêmement claire pour les minerais du Bassin de Longwy-Briey, ne l'est guère moins pour les autres. Les premiers nous montrent, par exemple, des minerais dont les oolithes hématisées sont agglutinées par une gangue de chlorite ou de sidérose. Les seconds, c'est-à-dire les minerais bajociens, calloviens, oxfordiens et valanginiens, fournissent de nombreux types dont les oolithes sont hématisées alors que le ciment est resté calcaire.

On peut dire, en conséquence, que tous les minerais oolithiques d'âge mésozoïque ont été engendrés en deux temps : le premier

correspondant à la formation des oolithes et à la minéralisation des organismes, et, le second, à la genèse du ciment.

Les oolithes dérivant d'oolithes calcaires et le ciment étant lui-même calcaire à l'origine, l'existence de deux temps signifie que les oolithes n'ont pas été minéralisées dans le même milieu que la gangue. En d'autres termes, toutes les oolithes étaient déjà ferrugineuses quand elles ont été mises en place, et seul le ciment a été minéralisé *in situ*. Les arguments ne manquent pas pour imposer cette conclusion sans réserve.

III. Les matériaux remaniés et les enseignements qui en découlent.

Le problème de la genèse des minerais de fer oolithique secondaires est dominé, peut-on dire, par le fait capital que ces minerais renferment des morceaux de minerais remaniés.

Ces matériaux font partie constituante des minerais de fer oolithique de tout âge, y compris les minerais barrémiens. Ce sont des débris généralement oolithiques, appartenant ou non à un seul et même type dans un minerai donné. De forme irrégulière, anguleuse ou plus ou moins arrondie, ils figurent le plus souvent à raison de un ou plusieurs éléments par section mince. Des minerais, exceptionnels il est vrai, en sont essentiellement formés. Ceux qu'on rencontre le plus souvent, c'est-à-dire les débris de nature oolithique, peuvent contenir jusqu'à une dizaine d'oolithes et même davantage. En réalité, dans l'ensemble, leur composition est sujette à de grandes variations. On y peut observer, outre les oolithes, des organismes, des minéraux détritiques, voire même des minéraux secondaires, engendrés avant la mise en place des matériaux, le tout cimenté par de l'oxyde de fer dans la grande généralité des cas. Ce sont des complexes empruntés à un minerai tant soit peu préexistant et entraînés plus ou moins loin de leur point d'origine. De leur étude se dégagent une série d'enseignements, dont je vais énumérer les principaux.

1. Considérés au point de vue de leur provenance, ils se classent en trois catégories :

A. Un certain nombre d'entre eux réalisent le même type de minerai que celui qui les englobe, à cela près qu'ils représentent une manière d'être plus littorale. La caractéristique de tout ce groupe est d'avoir son point de départ dans la direction de la terre ferme.

B. Quelques-uns, de nature oolithique ou non, ont pris naissance tout près du point où ils se trouvent. Ceux qui n'ont pas d'oolithes sont identiques au ciment du minerai dans lequel ils sont inclus. Tout se passe comme s'ils représentaient une portion de la gangue du minerai déjà consolidé.

C. Enfin, ils ont été empruntés à un minerai de constitution telle, qu'au rebours du premier, leur point d'origine doit être cherché dans la direction du large, ainsi que le démontre la considération des minéraux détritiques et des microorganismes.

Le nombre et la répartition des matériaux de cette catégorie font ressortir la fréquence des apports du large aux différentes époques de formation des minerais de fer oolithique secondaires.

2. L'élaboration de ces matériaux remis en mouvement s'est faite du commencement à la fin du dépôt de la couche considérée ; c'est ce que démontre l'existence de fragments dans toute la masse, depuis et y compris la base même jusqu'au sommet.

3. Les morceaux de minerais remaniés ont été invariablement empruntés à l'horizon dans lequel ils sont inclus. C'est pour ainsi dire l'évidence même, *a priori*, lorsque la formation minéralisée étudiée est réduite à une seule couche, ce qui est le cas général. Pour ce qui est des minerais de Lorraine, formant jusqu'à sept couches distinctes sur une même verticale, on peut supposer à première vue que les horizons plus anciens que la couche considérée ont été mis à contribution. S'il en était ainsi, la couche verte échapperait à la règle pour le bassin de Longwy-Briey, dès l'instant qu'elle est la plus ancienne de toutes, et que si elle contient des morceaux de minerais, ils n'ont pu être fournis que par elle-même. Mais le problème de la remise en mouvement des fragments de minerais, inclus dans les sept horizons successifs, rentre dans le cas général, vu qu'il est de règle qu'une couche quelconque soit la source exclusive de tous les débris de minerais remaniés qu'elle contient. La couche grise, par exemple, ne renferme que des morceaux de minerais de la couche grise, et les horizons plus anciens n'y sont pas du tout représentés.

D'où qu'ils viennent, ces morceaux, ils signifient invariablement que *le minerai en voie de formation était remanié quelque part, au fur et à mesure qu'il se déposait.*

4. Ceux qui viennent de la région du large ont toujours été engendrés sans qu'il y ait eu émergence de la couche dont ils procèdent.

Pour qu'une couche de minerai soit remaniée dans ces conditions, il faut que le bassin de sédimentation soit soumis à un mouvement d'élevation continu, de manière que le remaniement ne s'interrompe pas. Cette condition nécessaire n'est pas suffisante, car, à supposer que le remaniement prenne trop d'ampleur, il entraînerait l'érosion non seulement de la couche en voie de formation, mais de son substratum. S'il en était ainsi, les morceaux de minerais seraient accompagnés de roches diverses. Or, il est des gisements, comme ceux du Toarcien du Jura méridional, dont tous les minerais remaniés, sans en excepter un seul, dérivent d'un même type de minerai, complètement dépourvu de quartz détritique et situé du côté de la pleine mer. Comment concevoir que pendant toute la durée du dépôt de la couche les phénomènes de remaniement ne fournissent pas autre chose que des morceaux de minerais? Pour qu'une pareille uniformité soit possible, il faut que le mouvement d'élevation aboutisse à la formation de hauts-fonds, peut-être très rapprochés de la surface et sans cesse attaqués par les courants.

Le phénomène d'érosion sous-marine qui est à l'origine même de l'élaboration des fragments de minerais se répète avec une telle fréquence qu'il s'agit indubitablement d'un phénomène général.

5. L'évolution minéralogique des oolithes et du ciment est un phénomène extrêmement rapide qui marche de pair, pour ainsi dire, avec la sédimentation. Dès que le remaniement intervient, ce qui se produit au début même de la formation d'une couche, l'évolution des éléments du minerai remanié est achevée, y compris celle de la gangue.

ARRÊTS DE DÉVELOPPEMENT LIÉS A DES REMANIEMENTS. CONSÉQUENCES. Un composé ferrugineux, non arrivé au dernier stade de son évolution minéralogique, vient-il à être incorporé à un minerai en voie de formation, il restera à l'état de sidérose, même si le ciment franchit successivement, en sa présence, les phases carbonatée et silicatée pour aboutir finalement à l'hématite.

Cette notion résulte de l'analyse des morceaux de minerais remaniés, principalement des oolithes, et de leur noyau. J'ai déjà dit que les oolithes sont arrivées en place toutes formées. Le temps écoulé entre leur formation, d'une part, leur inclusion dans le minerai et l'élaboration du ciment, d'autre part, peut être très court. Il n'importe. Une fois extraites de leur milieu générateur, elles ne sont plus susceptibles de modifier leur composition. C'est ainsi qu'on peut voir quantité d'oolithes en sidérose dans un

ciment devenu chloriteux, après avoir été lui-même carbonaté, cette transformation de la gangue se faisant en présence desdites oolithes, condamnées à rester indéfiniment carbonatées.

Il en va exactement de même pour les noyaux d'oolithes. Tout noyau est un débris remanié, souvent emprunté à une oolithe préexistante. Par rapport à l'enveloppe, ce noyau est un corps étranger qui a son histoire propre et qui ne participera jamais aux transformations qui s'opèrent autour de lui dans l'enveloppe. Je veux dire qu'il restera carbonaté ou chloriteux, même si l'enveloppe subit une évolution minéralogique complète, qui la fait passer par des états carbonatés et chloriteux avant d'être hématisée.

En conséquence, on ne peut révoquer en doute que *les éléments ferrugineux extraits du milieu où ils ont été formés, et replongés dans un autre milieu qui engendre les mêmes éléments, sont frappés à tout jamais d'arrêt de développement dans leur évolution minéralogique.* Tel est le fait capital illustré par une foule d'exemples. A elle seule, la chimie minérale n'en peut rendre compte.

M'inspirant des admirables travaux de Bernard Renault, j'estime que le phénomène, dont il vient d'être question, s'explique de la même manière que les arrêts de transformation des galets de charbon, remaniés dans le charbon même, c'est-à-dire que l'évolution minéralogique des oolithes et du ciment serait due à un travail bactérien qui, une fois interrompu par un remaniement des matériaux en voie de formation, ne pourrait reprendre, même dans un milieu où d'autres éléments sont en train de franchir tous les stades d'une évolution complète, sous l'influence des mêmes agents biochimiques.

Pour B. Renault, la remise en mouvement des matériaux, sous forme de galets de charbon, met fin pour toujours à l'activité bactérienne, qui engendre les combustibles aux dépens des débris végétaux. Il en serait exactement de même pour les minerais de fer oolithique, avec cette différence que si les houilles sont peuplées de Bactéries, suivant l'expression de B. Renault, la flore bactérienne du minerai de fer oolithique reste à découvrir.

Dès mes débuts dans l'analyse des minerais de fer oolithique il m'a paru qu'à défaut d'intervention bactérienne, leur histoire était condamnée à rester inintelligible. C'est alors que, par raison de nécessité, j'ai vu dans les transformations observées le résultat d'une *évolution* minéralogique, terme évoquant dans mon esprit l'idée d'un phénomène biochimique.

IV. Conditions de milieu.

De l'ensemble des faits observés, il résulte que la sédimentation, qui donne naissance aux minerais de fer oolithique, est celle de bassins en voie d'élévation, profondément troublés par des ruptures d'équilibre, par la formation de rides très instables et soumis à l'influence de courants jouant le rôle d'agents de transport et d'érosion sous-marine. Quel que soit l'étage considéré, il existe des témoignages indiscutables d'une profondeur d'eau extrêmement faible et d'actions mécaniques intenses, qui se révèlent par des ravinements, perforations, durcissements, amincissements et suppressions de bancs, remaniements, préparations mécaniques des éléments, etc.

Tout démontre notamment que les courants ont joué un rôle considérable dans la formation des minerais de fer oolithique de France. A eux seuls, ils expliquent la totalité des particularités mises au compte des failles nourricières, dans l'interprétation du gisement lorrain. Les parties riches résultent tout simplement d'une préparation mécanique, poussée très loin et rassemblant les oolithes, alors que les parties pauvres sont la conséquence d'un défaut de concentration mécanique des matériaux ferrugineux.

L'interprétation que j'ai donnée de la formation des minerais de fer oolithique en deux temps fait de cette préparation mécanique un facteur de première importance. On peut dire que la genèse des minerais de fer oolithique comporte deux milieux, l'un où les matériaux, autres que le ciment, s'élaborent, et l'autre où ils se rassemblent.

Le premier, le *milieu générateur*, est quelque chose d'infiniment complexe. C'est là que les oolithes accomplissent le cycle de leurs transformations et qu'elles sont susceptibles d'être cimentées pour former une roche solide, qui sera démolie sur-le-champ et réduite en morceaux. Après quoi, les oolithes restées libres et les débris de minerais, les unes et les autres amenés à leur état définitif, sont transportés par des courants sur le fond où leur concentration engendre une couche de minerai. Le second milieu, le *centre d'accumulation* où les matériaux se rassemblent, donne naissance à la gangue, c'est-à-dire à une série de composés ferrugineux identiques à ceux des oolithes, et soumis aux mêmes transformations, avec cette différence que, formés tant soit peu plus tard, ils accusent dans l'ensemble une évolution minéralogique moins avancée. De ces deux milieux nous ne connaissons que le second, lequel se confond avec le minerai considéré.

V. Rapidité de l'évolution minéralogique des minerais. Notion d'un métamorphisme sous-marin.

1. Il est hors de conteste que toutes les transformations groupées sous la rubrique « évolution minéralogique des minerais de fer oolithique » ont été extrêmement rapides. Une couche commençait à peine à se déposer qu'elle recevait déjà des fragments ayant accompli toute leur évolution minéralogique, et parfois des complexes témoignant de deux évolutions minéralogiques, successives et complètes, et de deux consolidations également successives. Dès la base des minerais carbonatés, chloriteux et hématisés, il se trouve des oolithes dont les noyaux sont empruntés à des oolithes préexistantes, arrivées au stade hématisé, quand elles ont été brisées, puis remaniées.

De nombreuses observations, réunies dans le même ordre d'idées, m'ont permis d'écrire : *Lorsqu'une couche de minerai de fer oolithique achève de se déposer, son histoire est pour ainsi dire terminée*, abstraction faite, bien entendu, des transformations qu'elle peut subir plus tard sous l'influence des agents météoriques, si elle est ramenée à la surface. L'évolution des composés ferrugineux, la quartzification en grand de la sidérose, la formation des innombrables rognons calcaires des minerais de Lorraine, la consolidation des dépôts, etc., tout cela est l'œuvre de phénomènes qui se passent au fur et à mesure que les matériaux des minerais s'accumulent.

A l'appui de cette conclusion, je pourrais invoquer un grand nombre de faits. Je me borne à rappeler ici que les grains de sidérose clastiques de certains minerais de Lorraine étaient déjà convertis en grains de quartz, lors de la remise en mouvement des fragments empruntés à ces minerais, au cours de la sédimentation. Il est non moins certain que les nodules calcaires de ces mêmes minerais ont pris naissance dans la couche en voie de formation, car il existe des nodules tronqués par une érosion sous-marine contemporaine du dépôt.

2. Les matériaux remaniés — ils sont légion — nous enseignent encore que la consolidation du minerai date pour ainsi dire de son dépôt. C'est ce que prouvent notamment les complexes remis en mouvement au début même de la formation d'une couche. Le remaniement nous met en présence de débris de minerais amenés à leur état définitif, pourvus d'une gangue assez solide pour que les oolithes et organismes situés en bordure soient sectionnés, par usure ou par choc, sans que les agents mécaniques entraînent leur dissociation. Et cela est vrai pour tous les minerais analysés.

De même que l'évolution minéralogique des composés ferrugineux, la consolidation du minerai est donc un phénomène très rapide. C'est également un phénomène sous-marin. Bref, *toute l'histoire des minerais étudiés, consolidation comprise, s'est déroulée sous la mer*. Nous sommes là en présence d'une importante série de métamorphoses, de néoformations et de changements physiques qui datent de la sédimentation même, et que j'ai inscrits au compte d'un *métamorphisme sous-marin*. Ce métamorphisme a laissé des traces ailleurs que dans le domaine des minerais de fer, et il faut s'attendre à ce qu'il revête une certaine généralité avec le temps.

A l'heure actuelle, les conditions de milieu nécessaires à la formation des oolithes ferrugineuses ne sont nulle part réalisées. Cela tient à l'absence des grandes ruptures d'équilibre qui ont joué un rôle capital dans la genèse des minerais de fer oolithique. Ce n'est peut-être pas une raison pour qu'il n'y ait aujourd'hui aucune manifestation de métamorphisme sous-marin. A la lumière de ce que les minerais de fer nous apprennent, on peut se demander si les quelques fonds durs — *hard grounds* —, signalés par le Challenger, résultent bien, comme on l'a supposé, d'un durcissement accidentel et actuel du fond, sous l'influence de courants. Il me paraît au moins aussi rationnel d'admettre que les courants en question exercent sur le fond, en ces points singuliers, une action simplement érosive, entraînant les sédiments en voie d'accumulation, et faisant ainsi apparaître localement des dépôts récemment consolidés ou en voie de consolidation, ces dépôts étant partout ailleurs masqués par des vases et boues. S'il en est ainsi, la consolidation sous-marine des sédiments se poursuit de nos jours, en tant que phénomène général, susceptible d'être observé aux seuls points où le fond est décapé par les courants.

Quoi qu'on puisse penser de cette interprétation des *hard grounds*, il n'est pas douteux que la connaissance du milieu marin ancien ne soit, à notre point de vue, beaucoup plus avancée que celle du milieu marin actuel. Il faut même s'attendre à ce que cette différence s'accroisse encore au profit de la paléocéanographie. Depuis l'admirable campagne du Challenger, l'océanographie des mers actuelles n'a pas fourni la moindre idée directrice à la géologie. L'effort à faire dans ce sens est tellement considérable qu'il est à présumer qu'il ne sera pas fait de longtemps. Et quand il le sera, c'est à coup sûr la paléocéanographie qui fournira à l'exploration des mers les éléments d'un programme de recherches.

LES COUCHES DITES A « *MAGILUS GRANDIS* » DE L'ÎLE
MAKAMBY, PROVINCE DE MAJUNGA. — LEUR AGE,
LEUR EXTENSION SUR LA CÔTE OUEST ET A L'EXTRÊME
SUD DE MADAGASCAR.

PAR J. Cottreau ET M. Collignon¹.

En 1904, A. Tornquist attribuait à l'Éocène un petit nombre de fossiles rapportés de Makamby par Voeltzkow². De plus nombreux matériaux provenant de cette île ont été récemment recueillis et donnés au Muséum par M. Waterlot. M. le professeur Boule nous en a confié l'examen et leur description détaillée paraîtra ultérieurement dans les *Annales de Paléontologie*.

De notre étude, il résulte que les fossiles de l'île Makamby ne peuvent être maintenus dans l'Éocène; ils se placent très vraisemblablement à la base du Burdigalien.

Déjà, en effet, A. Tornquist avait constaté l'absence de Nummulites et noté le caractère lithologique spécial des couches, alternance de grès et de sables avec quelques lits argileux.

Or, parmi les fossiles de M. Waterlot se rencontrent des Miogypsines associées à de nombreuses Operculines ainsi que M. Douvillé a bien voulu nous le confirmer.

L'ensemble de la faune parle dans le même sens. Citons *Aturia Aturi* BAST.; parmi les Échinides, outre *Schizaster Hova*, *Fibularia Voeltzkowi*, *Fibulina gracilis* décrits par Tornquist, signalons un *Opechinus*, un *Spatangus* et *Tetrodiscus biforis* GMELIN qui vit encore actuellement à Madagascar³. Les Pélécy-podes sont représentés par *Ostrea (Crassostrea) Gingensis* SCHLOTH., *Ostrea* cf. *Virleti* DESH., *Amussium* aff. *cristatum* BRN., *Chlamys varia* L., *Solenocurtus* cf. *Basteroti* DES ML., *Lucina globulosa* DESH., *Lucina (Miltha) multilamellata* DESH. etc. Les tubes calcaires si abondants dans ces dépôts ne sont pas des *Magilus* comme le pensait Tornquist; certains échantillons montrent que ces tubes se terminent par deux siphons et qu'ils sont formés par

1. Note présentée à la séance du 23 juin.

2. A. TORNQVIST. Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar. *Abhandl. der Senckenberg. Naturforsch. Gesellschaft*. Bd. XXVII, p. 323-337, pl. XLVI — 1904.

3. J. LAMBERT. Échinides vivants et fossiles recueillis à Madagascar par M. R. Decary. *Mém. Soc. Acad. de l'Aube*, série 3, t. LXXXV, — 1921-1922,

un Téréridinidé arénicole, *Cyphus arenarius* L., vivant actuellement et signalé par F. Saccó dans le Pliocène italien.

Les Gastropodes sont à l'état de moules internes et moins abondants à Makamby ; ils appartiennent surtout aux genres *Conus*, *Cypræa* et *Strombus*. Quelques Polypiers décrits par Tornquist, *Dendracis meridionalis* TORNQ., *Stylophora annulata* REUSS. etc., sont très communs.

Une des couches contient en abondance un crabe de la section des Portuniens appartenant au genre *Achelous* connu dans le Miocène de l'Europe (France, Portugal), et de l'Inde.

Les Vertébrés sont représentés par un Sirénien dont M. Waterlot a recueilli un arrière-crâne, des côtes et des vertèbres. Signalons aussi une vertèbre de Crocodilien, des fragments de carapace ou de plastron d'une Tortue, enfin de nombreuses dents de Sélaciens, *Carcharodon megalodon* AG., *Hemipristis serræ* AG., *Galeocerdo aduncus* AG., *Cybius* sp., *Sphyrna prisca* AG., *Myliobatis canaliculatus* AG., etc.

En 1921, M. Perrier de La Bathie avait relevé deux coupes stratigraphiques détaillées, l'une à l'île Makamby, l'autre au cap Tanjona où se retrouvent les mêmes couches fossilifères¹. Les nouvelles observations de M. Waterlot concordent exactement avec celles de M. Perrier de La Bathie ; la succession détaillée des strates est identique. De haut en bas, règne la même association de fossiles. L'ensemble des grès ou calcaires argilo-sableux fossilifères est surmonté par des concrétions latéritiques (grès et sables ferrugineux) ; à la base, affleurant au niveau des basses mers, sont des grès sans fossiles. Il s'agit évidemment d'un même dépôt marin, formation d'estuaire effectuée à faible profondeur. A ce sujet il faut noter une ressemblance curieuse avec les couches des environs de Sausset, sur la côte méditerranéenne à l'Est de Marseille, qui présentent, associés à des Miogypsines et des Lépidocyclines de nombreux tubes calcaires du *Cyphus arenarius* L. ainsi que l'avait observé l'un de nous².

La revision de fossiles antérieurement remis aux collections de Paléontologie du Muséum par M. Perrier de La Bathie et le gouverneur général de Madagascar, nous permet d'indiquer l'extension de cette faune sur la côte occidentale de Madagascar.

L'ensemble faunique des couches fossilifères de l'île Makamby,

1. PERRIER DE LA BATHIE (H.). Les terrains postérieurs au Crétacé moyen de Majunga. *Bull. Académie malgache* (NS), t. IV, p. 208. — 1921.

2. COTTEAU (J.). Observations sur les terrains tertiaires de la côte entre Sausset et l'Anse du Grand-Vallat (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), XII, p. 331-342. — 1912. — DOUVILLÉ (R.). Lépidocyclines et *Cyclopeus* malgaches. *Ann. Soc. roy. Zool. et Malac. Belgique*, t. XLIV, p. 125-139, pl. v et vi. — 1909.

caractérisées par l'abondance des tubes de *Cyphus arenarius*, l'association de certains Polypiers et Échinides se rencontre en divers points de la côte, depuis Majunga jusqu'à Besalampy. Ces couches affleurent au cap Tanjona, à la pointe Sada, au cap Saint-André. Il est enfin intéressant de signaler que des tubes du *Cyphus arenarius* L. ont été recueillis par M. Rouquette au cap Sainte-Marie, à l'extrême Sud de Madagascar.

Certains niveaux du Bobaomby dans le Nord de Madagascar, étudiés par M. P. Lemoine¹ (couches à *L. Mantelli*, *L. Gallienii*) sont du Burdigalien. Ils ont été parallélisés par cet auteur avec les couches à *L. Mozambiquensis* de l'Afrique orientale, et à Miogypsines de Bornéo, Christmas, les Nouvelles-Hébrides, la Nouvelle-Zélande. Les couches fossilifères de Makamby sont contemporaines. On peut donc conclure que la mer burdigalienne a déposé des sédiments, non seulement au Nord de Madagascar mais encore sur la côte occidentale et jusqu'à l'extrême Sud de cette île.

1. LEMOINE (P.). Études géologiques dans le Nord de Madagascar, p. 424-425. — Paris, 1906.

ESSAI SUR LA CLASSIFICATION DES TURRITELLES,
AINSI QUE SUR LEUR ÉVOLUTION ET LEURS MIGRATIONS,
DEPUIS LE DÉBUT DES TEMPS TERTIAIRES

PAR Louis Guillaume ¹.

PLANCHES X ET XI.

Cette étude n'a pas la prétention d'être complète. D'une part, quoique les Turritelles soient déjà bien représentées à l'époque crétacée, l'histoire systématique de leur évolution et de leurs migrations n'a été entreprise qu'à partir des temps tertiaires, où le genre prend une grande importance. D'autre part, pour beaucoup d'espèces, je n'ai pu étudier d'échantillons ; j'ai dû me contenter des descriptions données par les auteurs, qui, bien souvent, n'ont pas tenu compte d'un caractère que j'ai été amené à considérer comme essentiel ².

Sommaire. — I. La classification dans le genre *Turritella* ; historique sommaire et considérations générales.

II. Définition d'un certain nombre de groupes, et étude de leur répartition géographique et stratigraphique.

1. Groupe de *T. hybrida* DESH.
2. » *T. imbricataria* LMK.
3. » *T. subangulata* BR.
4. » *T. terebralis* LMK.
5. » *T. turris* BAST.

Remarques sur quelques Turritelles australiennes.

III. Essai de synthèse des résultats. Conclusions générales.

IV. APPENDICE. Viviparité et dimorphisme sexuel de *T. Gunnii* REEVE.

1. Note présentée à la séance du 23 juin 1924.

2. Ce travail a été entrepris à Strasbourg, sur les conseils de mon premier maître, M. le professeur GIGNOUX, qui n'a cessé de porter le plus bienveillant intérêt à mes recherches. Je lui en exprime ici toute ma reconnaissance. Je tiens également à remercier M. le doyen BIGOR, dont l'amabilité m'a permis de poursuivre et d'achever cette étude dans les meilleures conditions, au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences, à Caen.

Les matériaux que j'ai pu étudier appartiennent aux collections : du British Museum, à Londres ; de l'École des Mines et du Muséum, à Paris, ainsi qu'à diverses autres collections de moindre importance. A tous ceux qui m'ont ouvert ou facilité l'accès de ces collections, j'adresse mes bien vifs remerciements. Qu'il me soit permis de rendre un hommage particulier à la bienveillance de l'accueil aux facilités de travail, à l'atmosphère courtoise et cordiale que j'ai trouvées au British Museum. Le séjour à Londres m'a été grandement facilité par l'Institution

I. LA CLASSIFICATION DU GENRE *TURRITELLA*

Historique sommaire. — Le genre *Turritella* a été établi en 1799 par LAMARCK ¹, pour les espèces de *Turbo* LINNÉ à coquille élançée, et dont le labre présente un sinus plus ou moins marqué (Type : *Turbo terebra* LINNÉ). Ainsi, les caractères du genre sont les suivants : spire turriculée à tours nombreux ; ouverture entière ; labre (et par suite, tracé des stries d'accroissement) sinueux ; une ornementation spiralée (filets, cordons, carènes) ; ornementation axiale exceptionnelle.

Le grand nombre des espèces tant actuelles que fossiles qui ont été distinguées dans ce genre (ce nombre dépasse actuellement 600) a de bonne heure porté les auteurs à y introduire un certain nombre de divisions.

MONTFORT crée en 1810, dans sa Conchyliologie systématique, le genre *Haustator* (Type : *T. imbricata* LMK.) et le caractérise par ses tours plans et imbriqués. Ce genre qui « mérite à peine d'être cité », pour Deshayes, et non reconnu par Kiener et par Reeve, ne l'est pas davantage par J.-E. GRAY ² qui démembré le genre de Lamarck en quatre « genres » (1840). Cet auteur distingue d'abord le genre *Mesalia* sur la forme particulière du labre et de l'ouverture, « indistinctement canaliculée en avant » (Type : *Le Mesal* ADANSON = *T. brevalis* LMK.).

Les Turritelles proprement dites sont à leur tour divisées en trois genres ainsi caractérisés ³ :

1. **Turritella.** Coquille turriculée ; *tours convexes* ; ouverture subquadrangulaire ; *lèvre externe simple*. Types : *T. communis*, *T. triplicata* *T. rosea* ? ⁴.

2. **Zaria.** Coquille turriculée ; *des côtes spirales* ; ouverture ovale, subquadrangulaire ; *lèvre externe simple*. Types : *T. duplicata* L.

3. **Torcula.** Coquille turriculée ; *tours subanguleux en avant, avec un sillon central profondément enfoncé* ; ouverture subquadrangulaire ; *lèvre externe avec un profond sinus central arrondi*. Type : *T. exoleta* L.

Les genres *Turritella* et *Zaria* sont distingués sur des caractères d'ornementation et, peut-être, de profil des tours ; le genre *Torcula* est défini, lui, par deux sortes de caractères *qui ne sont pas dans un rapport nécessaire* : la forme du labre d'une part, et d'autre part le profil des tours et l'ornementation. Ainsi, par exemple, avec des lignes d'accroissement de *Tor-*

de la Maison de l'Institut de France à Londres (Fondation Ed. de Rothschild), et j'y ai trouvé auprès du directeur, M. R. L. CRU, le plus cordial accueil. Je prie MM. les membres de la Commission de la Maison de l'Institut, particulièrement M. Ch. LYON-CAEN, secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences morales et politiques, président, et M. A. LACROIX, secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences, d'accepter l'hommage de ma respectueuse gratitude.

1. J. DE LAMARCK. *Mém. Soc. Hist. Nat.*, Paris, 1799, p. 74.

2. J.-E. GRAY. *Synopsis of the British Museum*, Londres, 1840.

3. J.-E. GRAY. *Guide to the systematic distribution of Mollusca in the British Museum*. Part I, Londres, 1857.

4. Les indications, d'ailleurs très vagues, relatives à l'animal ont été laissées de côté.

cua typiques, *T. hybrida* DESH. a des tours plans, *T. sulcifera* DESH. des tours régulièrement convexes, etc.

Les divisions de Montfort et de Gray sont reprises avec la valeur de sous-genres par Tryon (Manual of Conchology), par Kobelt (in MARTINI et CHEMNITZ) et par nombre d'autres auteurs. A celles-ci, viennent s'en ajouter de nouvelles. SACCO crée en 1895 le sous-genre *Archimediella* (Type : *T. Archimedis* BRGT.) pour les formes aux tours munis de deux carènes principales et le sous-genre *Torculoidella* (Type : *T. varicosa* BR.) caractérisé par le développement tardif, sur les tours de l'adulte, d'une costulation transversale ¹.

En 1900, Miss J. DONALD — depuis Mrs Longstaff — ² crée la nouvelle section *Colpospira*, justifiée par l'existence d'un profond sinus à la lèvre externe chez certaines Turritelles australiennes (Type : *T. runcinata* WATSON). La diagnose de cette section comporte en outre des caractères tirés du profil des tours, et de l'ornementation.

Enfin, M. COSSMANN reprend en 1912³ la classification du genre *Turritella*. Il conserve toutes les divisions déjà créées, à l'exception de *Colpospira*, et crée, à partir du sous-genre *Haustator* la nouvelle section : *Peyrotia* (Type : *T. Desmarestina* BAST.) caractérisée par : sa forme trapue ; ses tours « subulés » (?) ; ses ornements granuleux.

M. COSSMANN indique (*loc. cit.*, p. 109) qu'il donne au tracé des stries d'accroissement, « la valeur d'un critérium sous-générique », et il ajoute : « je n'attache qu'une importance bien moindre, d'une valeur sectionnelle tout au plus, aux variations du galbe de la spire, plus ou moins ventrue, à tours plus ou moins convexes, et au système d'ornementation des tours de spire ».

En fait, l'examen des différents groupes tels que les entend M. COSSMANN montre que :

¹ Des formes à lignes d'accroissement identiques ou très voisines, sont séparées dans des sections, ou même des sous-genres différents. Exemples : *T. terebralis* LMK. (*Turritella s. str.*) et *T. duplicata* L. (*Zaria*) ; *T. hybrida* DESH. (*Haustator*) et *T. sulcifera* DESH. (*Turritella s. str.*) ; *T. subangulata* BR. (*Zaria*) et *T. varicosa* BR. (*Torculoidella*) ; etc.

² Des formes à lignes d'accroissement très différentes se trouvent par contre rapprochées dans une même section. Exemples :

T. terebra L., *T. communis* RISSO et *T. sulcifera* DESH. servant tous les trois de types à la section *Turritella s. str.*

Les deux types eux-mêmes de la section *Zaria* : *T. duplicata* L. et *T. subangulata* BR., etc.

Ces différences n'ont d'ailleurs pas échappé à M. COSSMANN qui constate (*loc. cit.*) que : « dans une même Section, on trouve des Turritelles extrêmement différentes ». Mais comment s'étonner de « trouver dans une classification ce que l'on y a mis ?

En résumé, si l'on met à part le genre *Mesalia*, très nettement défini

1. F. SACCO. I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, parte XIX, p. 28.

2. M. COSSMANN. Paléoconchologie comparée, fasc. IX, Paris, 1912, pp. 106 et suiv.

3. Miss J. DONALD. On recent Gastropoda referred to the Turritellidae, and their supposed relationship to the Murchisonidae. *Proceedings of the Malacological Society*, IV, 1900, Londres, pp. 47-55, pl. v.

et caractérisé par la forme du labre, les divisions à l'intérieur du genre ont été définies par leurs auteurs respectifs en tenant compte surtout du profil des tours et de la spire, et du système d'ornementation. En particulier, la classification de M. Cossmann, la dernière en date, celle qui résume toute les classifications antérieures, et qui est assez généralement suivie à l'heure actuelle, est en réalité basée uniquement sur des caractères d'ornementation et de profil de la spire et des tours, et ne tient aucun compte du tracé des lignes d'accroissement.

Or, *c'est précisément ce dernier caractère qui, sans être d'une fixité absolue, se montre cependant et de beaucoup plus stable de tous*. Il en est ainsi pour les espèces qui présentent un polymorphisme plus ou moins étendu, mais le fait est particulièrement net pour ces groupes de formes voisines qui s'épanouissent à diverses époques géologiques dans certaines régions, constituant les véritables unités paléontologiques, les « grandes espèces », au sens que de nombreux paléontologistes donnent à ce terme ¹. Tel est le cas des formes, si abondantes au Lutétien dans le bassin de Paris (*T. carinifera* DESH., *elegans* DESH., *adulterata* DESH., etc.), qui viennent se grouper autour de *T. imbricataria* LMK. ; telles encore, chacune avec son cortège, *T. terebralis* LMK., *T. turris* BAST. de la Méditerranée miocène; *T. incrassata* Sow. du Pliocène septentrional, etc. L'étude de tous ces exemples, ainsi d'ailleurs que de nombreux autres que l'on trouvera signalés dans la deuxième partie de ce travail ², amène à des conclusions identiques, et met en évidence le contraste qui existe entre la stabilité relative du tracé des lignes d'accroissement, et la variabilité de caractères tels que : — l'angle spiral, — le galbe de la spire, — le profil des tours, — le nombre, l'importance relative, et les rapports de position des ornements spiraux, — la rapidité de la croissance des tours de spire en hauteur et en largeur. Ces derniers caractères présentent dans certains cas des variations assez notables sur les premiers tours eux-mêmes (Exemple : *T. duplicata* L., espèce actuelle de l'Océan Indien).

Enfin, dans les cas, d'ailleurs très rares, où la filiation des espèces n'est pas douteuse (Exemples : *T. hybrida*-*T. terebellata* ; *T. terebralis*-*T. gradata*, voir 2^e partie) apparaît encore :

le caractère nettement *statif* (H. DOUVILLÉ) du tracé des stries d'accroissement ;

le caractère *évolutif* de l'ornementation, du profil des tours, etc.

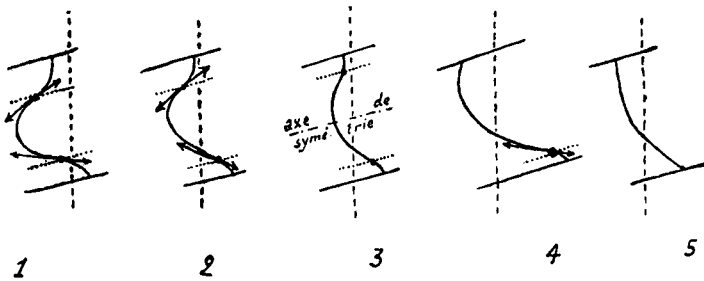
1. Voir en particulier DÉPÉRET. Les transformations du monde animal. Paris 1907, p. 152.

2. Signalons encore les cas remarquables de *T. apicalis* HEILP. et *T. subannulata* HEILP. étudiés par W. H. Dall (*Trans. of the Wagner Free Inst. of Science, Philadelphia*. Vol. 3, 1892, pp. 314-318) ; et encore celui de *T. triplicata* BR. mis en évidence par M. Gignoux (*Thèse*, p. 553). Les observations de ces auteurs semblent n'avoir porté que sur les caractères de profil des tours et d'ornementation spirale. Je n'ai pas eu entre les mains de spécimen des deux espèces américaines ; dans le cas de *T. triplicata* que j'ai pu vérifier, le tracé des stries d'accroissement demeure constant à travers toutes les modifications de l'ornementation spirale.

CONCLUSIONS. — En résumé, la division du genre *Turritella* en *Zaria*, *Haustator*, etc., définie sur des caractères évolutifs, est artificielle et il y aurait intérêt à abandonner la terminologie d'une classification qui méconnaît et masque les véritables affinités des formes entre elles.

La classification en groupes que je propose dans la seconde partie de ce travail est appuyée sur des considérations d'ordre stratigraphique et géographique, et basée sur le tracé des stries d'accroissement. Ainsi qu'on va le voir, ce tracé présente suffisamment de variété à l'intérieur du genre pour rendre une telle classification non seulement possible mais commode.

En ce qui concerne les Turritelles de nos régions européennes, qui font plus particulièrement l'objet du présent travail, j'ai distingué les cinq groupes suivants :



Lignes d'accroissement présentant *deux points d'inflexion* :

- | | |
|--|----------------------------------|
| 1. Vers le 1/3 antérieur et le 1/4 postérieur des tours (fig. 1)..... | Groupe de :
<i>T. hybrida</i> |
| 2. Vers le 1/4 antérieur et le 1/5 postérieur des tours. Tracé nettement dissymétrique (fig. 2)..... | <i>T. imbricataria</i> |
| 3. Au voisinage des sutures. Tracé offrant un axe de symétrie (fig. 3)..... | <i>T. subangulata</i> |

Lignes d'accroissement présentant *un seul point d'inflexion* :

- | | |
|---|----------------------|
| 4. Très rapproché de la suture postérieure. Stries fortement et largement incurvées (fig. 4)..... | <i>T. terebralis</i> |
|---|----------------------|

Lignes d'accroissement ne présentant pas de point d'inflexion.

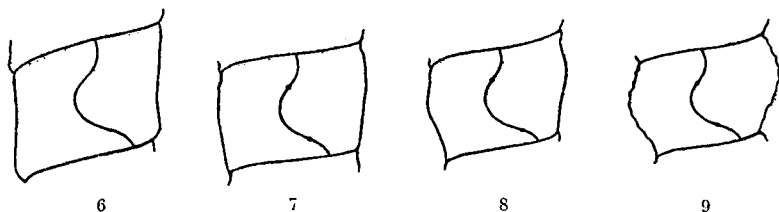
- | | |
|--|-------------------|
| 5. Stries faiblement arquées (fig. 5)..... | <i>T. turris.</i> |
|--|-------------------|

Ce sont ces groupes qui vont être examinés en détail dans la seconde partie.

II. DÉFINITION D'UN CERTAIN NOMBRE DE GROUPES ET ÉTUDE DE LEUR RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

1. GROUPE de *T. hybrida*¹ DESH.

Les lignes d'accroissement présentent dans ce groupe, de part et d'autre d'un sinus relativement étroit et profond, très régulièrement incurvé en arc de cercle, un point d'inflexion situé environ au tiers antérieur du tour, et un autre vers le quart postérieur (voir fig. 6 à 9).



6, *T. Morgani* H. DOUV. (= *T. Forgemoli* COQUAND) Maestrichtien. — 7, *T. hybrida* DESH. Yprésien. — 8, *T. terebellata* LAMK. Lutétien. — 9, *T. sulcifera* DESH. Auversien.

L'origine de ce groupe doit être recherchée bien avant le début des temps tertiaires (*T. granulata* Sow., Albien de Blackdown, Angleterre). Il est représenté dans le Maestrichtien de la Mésogée, par des formes de grande taille. Parmi celles-ci, *T. Forgemoli* COQUAND est particulièrement intéressante pour sa vaste dispersion géographique. Signalée par Coquand dans le « Suessonien » (?) de la province de Constantine², cette espèce a été retrouvée et décrite sous des noms divers en Tripolitaine³, en Égypte⁴, dans les couches à Cérithes du Louristan⁵, et jusqu'aux Indes⁶ (Mari Hills, Belouchistan). Elle existerait même d'après Krumbeck³ en Allemagne du Nord.

Citons encore, d'après les excellentes figures de Böse⁷, *T. potosiana*

1. Les types choisis sont des espèces bien connues, pour ne préjuger en rien de l'origine, toujours incertaine, des différents groupes.

2. H. COQUAND. Géologie et Paléontologie de la province de Constantine. Marseille, 1862, p. 265, pl. 30, fig. 3.

3. L. KRUMBECK. Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Tripolis. *Palaeontographica*, 53, 1906, p. 114, pl. 9, fig. 4 a-b.

4. A. QUAAS. Die Fauna der Overwegischichten und der Blätterthone in der lybischen Wüste. *Ibid.*, 30, 2^e partie, p. 247, pl. 25, fig. 38-40.

5. H. DOUVILLÉ. Mission scientifique en Perse. Vol. III, iv, Paris, 1904 (*T. Morgani*), p. 332, pl. 47, fig. 7-8.

6. F. NØETLING. Fauna of the Upper cretaceous (Maestrichtien) Beds of the Mari Hills, *Palaeontologia Ind.*, Ser. XVI, vol. I, part 3, 1907 (*Nerinea Quettensis*, p. 57, pl. xiv, fig. 12-13).

7. E. BÖSE. La Fauna de Moluscos del Senoniano de Cardenas (S. L. P.). *Boletín del Instituto Geológico de Mexico*, 1906, n° 24, p. 63, pl. xiv, fig. 2-4, 8-10, pl. xv, fig. 2.

BÔSE du Mexique, espèce apparentée ou même identique à *T. dispassa* STOL. ¹ du Maestrichtien de l'Inde méridionale.

Dans l'Europe septentrionale, le groupe est représenté au Montien par des formes de taille relativement faible. Ce sont : *T. Coemansi*, *Herminae*, *Mariae* BR. et C. ² du Calcaire grossier de Mons. Dans le Bassin de Paris, *T. hybrida* DESH. signalée par Deshayes au Landénien inférieur (sables de Bracheux), où elle serait rare, devient très abondante à l'Yprésien. Elle atteint une taille plus grande que les espèces précédentes; (il ne serait pas impossible qu'elle dérive de *T. Coemansi*). Les tours sont typiquement plans; chez de nombreux individus cependant, ils montrent une tendance, à partir du dixième environ, à se renfler dans leur partie médiane.

Cette espèce a disparu au Lutétien du Bassin de Paris, où elle est remplacée par *T. terebellata* LMK., qui en est une véritable mutation (Voir pl. X, fig. 1 et 2). La taille est très grande; les tours se dilatent plus tôt et davantage. C'est là un exemple typique où la stabilité dans le tracé des lignes d'accroissement s'oppose à la variabilité dans le galbe des tours.

Du rameau précédent se détache *T. sulcifera* DESH. qui apparaît dans le Bassin de Paris au Lutétien moyen, et devient très abondante à l'Auversien (Horizon de Mont-Saint-Martin). Les premiers tours à peu près plans ne tardent pas à se dilater et à devenir fortement convexes. Cette dilatation s'exagère même chez certains individus, présentant un curieux cas d'homéomorphisme avec *T. terebralis* LMK. var. *gradata* MENKE, dont il sera question plus loin (p. 299) (pl. X, fig. 5-7). On a signalé dans cette espèce des variations assez importantes de l'angle spiral.

T. sulcifera est le dernier représentant du groupe dans le Bassin de Paris. Elle a disparu au Bartonien.

La région des Corbières est particulièrement intéressante. Les travaux de Doucieux ³ y montrent l'existence d'un certain nombre de formes de ce groupe (*T. cf. hybrida* DESH., *T. Baicherei* DOUCIEUX, *T. cf. terebellata* LMK., *T. Dufrenoyi* LEYM., *T. sulcifera* DESH., *T. Conilhacensis* DOUCIEUX, toutes formes ayant leur équivalent dans le Bassin de Paris. *T. cf. hybrida*, très rare dans le Landénien inférieur, atteint son maximum au Landénien supérieur (Sparnacien) pour entrer ensuite en décroissance jusqu'au Lutétien moyen, où elle coexiste avec

1 F. STOLICZKA. The Gastropoda of the Cretaceous Rocks of Southern India, *Palaeontologia Indica*. Vol. V, 5-6, 1867, p. 218, pl. xvi, fig. 13-14, xix, 10-11.

2. BRIART et CORNET. Description des fossiles du Calcaire grossier de Mons, I, 1869.

3. L. DOUCIEUX. Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. 2^e partie, fasc. 1, *Ann. Univ. Lyon*. Nouvelle série, 1908.

T. Baicherei qui n'en est fort probablement qu'une variété. Au Lutétien inférieur apparaît *T. cf. terebellata* qui persiste jusqu'au Lutétien moyen. Il en est de même de *T. Dufrenoyi*, présentant des caractères intermédiaires entre *hybrida* dont elle conserve le type de l'ornementation spirale, et *T. sulcifera* dont elle se rapproche par le profil dilaté de ses tours. Enfin, *T. sulcifera* et *T. Conilhacensis*, espèce très voisine, et qui n'en est probablement qu'une variété, sont signalées au Lutétien inférieur. La marche générale de l'évolution est analogue à celle qui a eu lieu dans le Bassin de Paris. *T. sulcifera* serait apparue plus tôt dans la région des Corbières.

Or, on est généralement d'accord pour admettre l'existence dans les Corbières d'un golfe fermé vers l'Est, et dont les communications avec le Bassin de Paris auraient été interrompues au moins pendant le Montien et le Landénien. La présence d'espèces du Calcaire de Mons au Garumnien supérieur (Montien), à Vivès (Hte-Garonne) (Pégot, in Haug, Tr. de Géologie, p. 1408), la présence de *T. hybrida* simultanément dans le Bassin de Paris et dans les Corbières au Landénien, permettent de supposer que l'interruption des communications marines entre les deux régions a dû se produire peu avant le Montien. Ceci s'accorde avec les résultats d'une étude récente sur les fonds marins de la Manche¹.

Les faunes des deux bassins auraient ainsi évolué séparément pendant toute la durée de la séparation au moins; ceci pourrait expliquer les légères différences entre les deux faunes. En particulier, les Turritelles des Corbières (ceci s'observe non seulement pour les formes du groupe de *hybrida*, mais encore pour celles du groupe de *T. imbricata*, qui sera étudié plus loin) ont un angle spiral très généralement moins ouvert que celui de la forme correspondante du Bassin de Paris.

Enfin, il est possible que *T. sulcifera* soit une forme arrivée du Sud dans le Bassin de Paris. Il convient de noter toutefois son absence dans les gisements auversiens de la Loire-Inférieure et de la Manche, parallèlement à celle de *N. laevigatus*.

L'ensemble de ce qui précède peut se résumer dans le tableau ci-contre.

En dehors de l'Europe, le groupe est représenté à l'époque éocène aux Indes et en Amérique.

Aux Indes, une seule espèce, connue par un fragment, peut

1. P. LEMOINE et R. ABRARD. Contribution à l'étude géologique du fond de la Manche, d'après les documents du D^r J.-B. Charcot. *B. S. G. F.*, 4^e série, t. XXII, fasc. I, 1922, p. 8.

être rattachée avec certitude au groupe ; c'est *T. infrarimata* COSSM. et PISS.¹ signalée comme provenant probablement de l'Upper Ranikot series (Yprésien) (Inde occidentale). Ce fragment presque cylindrique présente avec des tours aussi hauts que larges, les lignes d'accroissement caractéristiques du groupe, visibles sur la fig. 6 (*loc. cit.*).

En Amérique, par contre, le groupe a de nombreux représentants. *T. Mortoni* CONRAD, qui existe aussi dans le Claibornien (Auversien) de l'Alabama (*vide* COSSMANN), a été signalée par Clark² dans la partie supérieure de l' « Aquia Creek stage » de

Etages	Bassin Anglo-franco-belge	Corbières
Auversien	<i>T. sulcifera</i> (Maximum)	Facies continentaux
Lutétien	<i>T. sulcifera</i>	
Lutétien	supérieur	<i>T. cf. hybrida</i> et var. Baicheret
	moyen	
Lutétien	inférieur	<i>T. cf. hybrida</i>
	Yprésien	<i>T. hybrida</i> mut. <i>torebellata</i> ? <i>T. sulcifera</i> <i>conflicans</i> <i>Dufrenoyi</i> ? - <i>T. cf. torebellata</i>
Yprésien	<i>T. hybrida</i> (Maximum)	<i>T. cf. hybrida</i>
Langénien	supérieur (Sparneien)	<i>T. cf. hybrida</i> (Maximum)
	inférieur (Thémisien)	<i>T. hybrida</i>
Montien	<i>T. Coemansi</i>	Faune montienne de Vivès (Muls. Geronne) ?
Crétacé sup.		

Virginie et du Maryland (Chikasawien ? = Lutétien ?) où elle se rencontre avec une extraordinaire abondance, au point de former à elle seule des bancs entiers. Clark a signalé d'intéressantes variations dans le profil des tours et leur ornementation, dont on peut se faire une idée d'après les figures. Clark a observé tous les passages entre des coquilles à tours presque régulièrement convexes, et d'autres où une carène antérieure est fortement développée ; une figure de M. COSSMANN (*Pal. Comp.*, 9^e livr., pl. VII, fig. 12) montre même que la saillie de cette carène peut aller au delà de ce qui est indiqué par les figures de Clark. Une

1. COSSMANN et PISSARO. The Mollusca of the Ranikot series ; *Palaeontologia Indica*, N. S. Vol. III (1), p. 58, pl. vi, fig. 6.

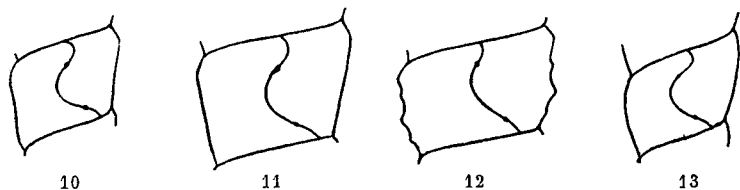
2. W. B. CLARK. The Eocene deposits of the middle Atlantic slope in Delaware Maryland, and Virginia. *U. S. Geological Survey. Bull.* 141, Washington, 1896, p. 69, pl. 13, fig. 1 a-1e.

autre espèce du Claibornien de l'Alabama, *T. praecincta* CONRAD (COSSMANN, *ibid.*, fig. 13) montre l'exagération d'une carène postérieure. En Californie, *T. Pachecoensis* STANTON¹, abondante dans la « formation de Martinez » (Yprésien) et qui existe aussi dans le « Tejon » (Lutétien) est encore une forme que l'on peut rattacher au groupe de *T. hybrida* par le tracé de ses lignes d'accroissement.

Cette liste d'espèces pourrait s'allonger de quelques noms s'il était possible d'avoir des renseignements précis sur le tracé des lignes d'accroissements. Il est fort probable que *T. humerosa* CONRAD (associée à *T. Mortoni*) et *T. simiensis* STANTON (associée à *Pachecoensis*) doivent, entre autres, se ranger à côté des précédentes. Mais il semble bien toutefois que le groupe ne dépasse guère l'Éocène en Amérique comme en Europe. Quant à l'origine de ces formes et aux migrations qu'elles ont pu subir, les données que nous avons ne sont pas encore suffisamment précises pour nous permettre de conclure. Il ne semble pas nécessaire cependant de faire intervenir de grands déplacements de faune, au moins à l'époque tertiaire, pour expliquer leur présence dans l'Amérique du Nord; on se rappellera à ce sujet la présence de *T. potosiana* BÖSE dans le Crétacé supérieur du Mexique.

2. GROUPE DE *T. imbricataria* LMK.

Les lignes d'accroissement des formes de ce groupe présentent un sinus sensiblement plus ouvert que dans le groupe précédent.



10, *T. Solanderi* M. EY. Yprésien. — 11, *T. imbricataria* LMK Lutétien.
12, *T. granulosa* DESH. Auversien. — 13, *T. edita* SOL. Bartonien.

Les points d'inflexion sont plus rapprochés des sutures et situés respectivement vers le quart antérieur et le cinquième postérieur des tours. La courbure du sinus est en général plus forte à l'avant qu'à l'arrière. La « corde » des stries d'accroissement (droite joignant les points d'arrivée aux sutures) est assez fortement

1. STANTON. Faunal Relations of the Eocene and Upper Cretaceous on the Pacific Coast. 17th Annual Report of the U. S. Geological Survey. I, p. 1043, pl. 66, fig. 1-2.

oblique par rapport à l'axe, et dirigée de la droite, en arrière, vers la gauche, en avant (Voir les fig. 10 à 13).

Comme pour le précédent, l'apparition de ce groupe remonte avant le début des temps tertiaires, et *T. praecarinata* DOUVILLÉ des Couches à Cérithes du Louristan, n'en est fort probablement pas le premier représentant. Quoi qu'il en soit, le maximum d'extension semble avoir lieu à l'Éocène moyen, sur tout l'emplacement du géosynclinal méditerranéen, des Indes à la Californie, par l'Europe. Si le sens des migrations, ainsi que le centre de dispersion sont malaisés à préciser, en ce qui concerne les Turritelles, les relations fauniques entre des contrées aussi éloignées sont incontestables. On connaît d'autre part la grande dispersion de *Velates Schmiedeli* (Europe-Indes) et celle de *Venericardia planicosta* LMK (Europe-Amérique du Nord).

Ce groupe renferme un très grand nombre de formes. Nous les ordonnerons suivant trois rameaux principaux.

a) Rameau de *T. Solanderi* MAYER-EYMAR.

Ce rameau débute dans le Montien du Bassin anglo-franco-belge par *T. Montensis* BR. et C. du Calcaire grossier de Mons. La taille atteinte par cette espèce ne dépasse pas 6 cm. Elle offre des variations assez étendues dans le galbe de la spire et des tours qui ont été mises en évidence par Briart et Cornet¹. Il faut noter en particulier une tendance à l'apparition d'une carène à la partie antérieure des tours. *T. Montensis* est accompagnée par un certain nombre de petites espèces qui sont à rattacher au même groupe (*T. Arsenei, acuta, Nysti* BR. et C.). Au Landénien, dans la même région, *T. Montensis* est remplacée par *T. circumdata* DESH. (= *T. compta* DESH.). Les différences entre celle-ci et *T. Montense* sont difficiles à apprécier, si l'on tient compte de la variation des deux espèces.

Le rameau se poursuit dans l'Yprésien par *T. Solanderi* M.-EYM., qui en est une mutation à angle spiral très faible. Cette espèce passe en Flandre dans le Lutétien inférieur (faciès Panisélien, assise à *Maretia Omaliusi*) qui se trouve là en continuité de sédimentation avec l'Yprésien. Elle existerait aussi, d'après Deshayes, à la partie inférieure du calcaire grossier, où elle s'éteindrait dans le Bassin de Paris.

La trace de cette espèce se perd dans le Lutétien et l'Auversien, mais on retrouve dans le Barton Clay du Hampshire *T. edita* SOLANDER, espèce qui présente avec la précédente d'indéniables affinités, malgré l'opinion exprimée par Cossmann qui va jusqu'à les ranger dans deux groupes différents. Les stries d'accroissement sont, en effet, rigoureusement identiques dans les deux formes qui ne diffèrent

1. BRIART et CORNET. Description des fossiles du Calcaire grossier de Mons. 1873, 2^e partie, p. 80, pl. XI, fig. 2 a-b, 11 a-c, 12.

entre elles que par des détails dans le galbe des tours (plus convexes dans *edita*). L'importance de ce dernier caractère est d'ailleurs beaucoup amoindrie du fait des variations qu'il présente dans chacune de ces formes. Le rameau se termine dans le Bassin de Paris par *T. elongata* Sow., à spire très étroite, espèce du Bartonien et du Ludien.

Dans les régions méditerranéennes, le rameau se prolonge bien davantage : *T. Solanderi* du Bassin de Paris qui fait son apparition dès l'Yprésien dans la Méditerranée occidentale (Gisement de Gan, Basses-Pyrénées) où elle est signalée comme rare¹, y a ses analogues à l'Éocène moyen et supérieur dans les formes : *T. Figolina* CAREZ et *T. Trempina* CAREZ très voisine de la précédente, à laquelle la rattachent tous les intermédiaires, d'après Doncieux. Ces formes ont été signalées dans le Lutétien des Corbières (Doncieux) et des Pyrénées méridionales. Boussac cite *T. Trempina* dans le Bartonien de Biarritz. *T. ataciana* D'ORB. ne semble pas être spécifiquement distincte de ces formes, non plus que *T. cylindracea* COSSMANN, forme rare à spire étroite, et qui apparaît dans les mêmes gisements que *Trempina*.

Le rameau est en décroissance dans les régions méditerranéennes jusqu'au Pliocène ancien, où il n'est plus représenté que par des formes rares (*T. marginalis* BR., *T. exreplicata* SACCO) et où il s'éteint.

b) Rameau de *T. imbricataria* LMK.

Ce rameau dérive probablement aussi de *T. Montense* BR. et C. Il est représenté dès le Landénien inférieur dans le Bassin de Paris (Sables de Bracheux) par *T. Bellovacina* DESH., et à l'Yprésien par *T. Dixoni* DESH. (= *imbricataria* LMK var.). Mais c'est au Lutétien que le rameau entre en plein épanouissement dans cette région.

L'espèce la plus importante est *T. imbricataria* LMK. extrêmement abondante aux divers niveaux et constamment accompagnée par *T. carinifera* DESH. (non LMK) qui n'en est qu'une variété. Deshayes a distingué en outre, sur des détails d'ornementation : *T. elegans* et *T. adullerata*, formes qui se rencontreraient surtout à la partie inférieure² du Calcaire grossier. Je ne crois pas ces formes spécifiquement distinctes de *T. imbricataria*, espèce très polymorphe. *T. imbricataria* passe dans l'Auversien des Bassins de Paris (Horizons de Mont-Saint-Martin et d'Auvers), du Hampshire (Bracklesham supérieur, et du Cotentin; dans cette dernière région, elle donne lieu à une race locale (*T. allavillensis* COSSM.²). L'espèce a disparu des régions septentrionales au Bartonien; elle est remplacée à ce niveau par *T. pulcherrima* G. VINCENT, forme très élancée du Wemmélien (Bartonien) de Belgique³.

1. COSSMANN et O' GORMAN. Le gisement cuisien de Gan (Basses-Pyrénées)-Pau, 1923, p. 52, pl III, fig. 52.

2. COSSMANN. Mollusques éocéniques du Cotentin, I; le Havre, 1900; pl. XX, fig. 6-7; fig. 1.

3. G. VINCENT. Description d'espèces tertiaires nouvelles. *Annales de la Société Royale malacologique de Belgique*, 1923, tome 28.

Les formes décrites et figurées sous les noms de *T. Turgida* v. K., *T. planispira* NYST. par v. Koenen ¹ sont les représentants de ce rameau dans l'Oligocène inférieur (Lattorfien) de l'Allemagne du Nord.

Au Lutétien supérieur, se détache du rameau principal : *T. Lamarcki* DEFRE., espèce qui a disparu du Bassin de Paris dès l'Auvervien ; mais qui se retrouve dans l'Auvervien du Cotentin et de la Basse-Loire, où elle donne lieu à une race locale (*T. Vasseuri* COSSM.) ³.

T. imbricata ne fait son apparition dans la Méditerranée qu'au Lutétien. Elle y persiste plus longtemps que dans le Nord (Priabonien et même Lattorfien des Alpes, *vide* BOUSSAC). Elle y est accompagnée de sa variété *carinifera*. Il lui succède *T. asperula* BRNGT, espèce essentiellement oligocène qui s'éteint dans la Méditerranée avant le Miocène, avec des formes de grande taille, distinguées par Sacco sous le nom de *T. magnasperula*. *T. asperula* présente une grande variabilité dans son ornementation spirale.

c) Rameau de *T. interposita* DESH.

Ce rameau fait son apparition à l'Auvervien par un certain nombre de formes très voisines dans lesquelles Deshayes a distingué quatre espèces : *T. interposita*, *copiosa*, *granulosa*, *monilifera*. Comme chacune de ces formes est très variable, et qu'elles se rencontrent toutes dans les mêmes gisements, nous les rattacherons toutes à la grande espèce : *T. interposita* DESH. Ce rameau qui disparaît au Bartonien dans les régions septentrionales se retrouve dans les Pyrénées et la Méditerranée avec *T. gradataeformis* V. SCHAUR. ² au Priabonien.

Ce rameau donne naissance à l'Oligocène à *T. Desmarestina* BAST. et à *T. strangulata* GRAT., espèces bien représentées au Miocène inférieur et s'éteignant par gigantisme à l'Helvétien.

Il semble bien, pour les trois rameaux que nous avons considérés, que c'est à partir du Bassin de Paris qu'ils ont essaimé dans la Méditerranée, mais l'origine du groupe tout entier doit être recherchée ailleurs, quelque part dans la Mésogée secondaire. En effet, nous avons déjà signalé l'existence de *T. praecarinata* H. DOUV. dans le Maestrichtien de la Perse. Dans l'Inde occidentale, *T. Halaensis* COSSM. se montre au sommet de la série supérieure de Ranikot que l'on rattache à l'Yprésien. Cette espèce se présente comme très voisine de *T. imbricata* var. *carinifera* DESH. Ne faut-il voir en ces deux formes qu'une seule espèce ayant migré ? Comment expli-

1. V. KOENEN. Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. *Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen und Thür.* St. X. Berlin, 1891, III, pp. 709-716.

2. OPPENHEIM. Die Priabona-Schichten und ihre Fauna im Zusammenhange mit gleichalterigen und analogen Ablagerungen. *Palaeontographica.* 47 ; 1900-1901, p. 188, pl. 13, 6-6a.

quer dans ce cas, en admettant que le sommet de la série supérieure de Ranikot soit réellement d'âge Yprésien, l'absence du groupe de la Méditerranée au Paléocène alors qu'il existe dès le Landénien inférieur dans le Bassin de Paris (*T. bellovacina* DESH.). Ne faut-il pas plutôt voir en ces deux formes l'aboutissement de deux rameaux ayant évolué parallèlement à partir d'une même source initiale, peut-être d'âge crétacé ? Cette hypothèse permettrait d'expliquer, par la transgression maestrichtienne sur le continent africain, l'existence dans le Paléocène de Landana (Congo) d'une espèce appartenant incontestablement au groupe : *T. landanensis* E. VINCENT¹.

Il est vraisemblable que *T. angulata* Sow. qui existe à travers toute la série supérieure de Ranikot (COSSMANN et PISSARO, *l. c.*, p. 60) doit être rattachée au groupe de *T. imbricataria* ; il est à regretter que les divers auteurs qui ont figuré cette espèce, très variable quant à l'ornementation et au profil des tours, n'en aient pas mieux fait connaître le tracé des stries d'accroissement.

Le groupe se retrouve aussi dans l'Amérique du Nord. Arnold a signalé² dans la formation de Tejon (Lutétien) du district de Santa-Maria (Californie) *T. lomdocensis* ARNOLD, qui, à en juger d'après la photographie³, offre une analogie frappante avec certains individus de *earinifera* DESH. du Bassin de Paris, tant au point de vue des stries d'accroissement que du galbe des tours et de leur ornementation. La présence de cette forme à côté de *Venericardia planicosta* LMK vient étayer l'idée de rapports fauniques entre l'Europe et l'Amérique. Le sens de la migration est difficile à préciser, car c'est justement sur l'analogie des faunes qu'est basée l'assimilation au Lutétien de la formation de Tejon. De plus, les renseignements sur les Turritelles de la formation de Martinez⁴ sont insuffisants pour nous permettre d'affirmer que *T. lomdocensis* est une espèce cryptogène en Californie.

Les autres formes américaines que l'on peut rapporter au groupe sont : *T. systoliata* DALL de l'Oligocène de Floride (*Bull. 90 U. S. Nat. Mus.* 1915, p. 99, pl. 9, fig. 6) et *T. domingensis* BROWN et PULSBRY de l'Oligocène ? de Saint-Domingue (*Proc. Ac. Nat. Sc. Philadelphia*, 1917, t. 69, 1, p. 35, pl. 5, fig. 7-7a-9). Il semble bien que le groupe soit représenté actuellement sur la côte pacifique, par *T. Jewetti* CARPENTER (ARNOLD, *Bull. 309, U. S. Geol. Surv.*, pl. 41, fig. 15).

1. E. VINCENT. La faune Paléocène de Landana. *Annales du Musée du Congo belge*. Série III, t. I ; fasc. 1 ; p. 15, pl. I, fig. 16.

2. ARNOLD. Geology and Oil Resources of the Santa-Maria Oil District. Santa-Barbara County, California. *U. S. Geol. Surv. Bull. 522*, 1907, p. 32.

3. *T. (martinezensis* GABB. var. ?) *lomdocensis* ARN. pl. XIII, fig. 5a, 5b, 8.

4. WARING. Stratigraphic and Faunal Relations of the Martinez to the Chico and Tejon of Southern California. *Proc. of the Calif. Acad. of Sc.*, 4th. series. San-Francisco, 1917, vol. 7, n° 4, pp. 87-88, pl. 12, fig. 10, 15, 20 ; pl. 14, fig. 15.

3. GROUPE DE *T. subangulata* Br.

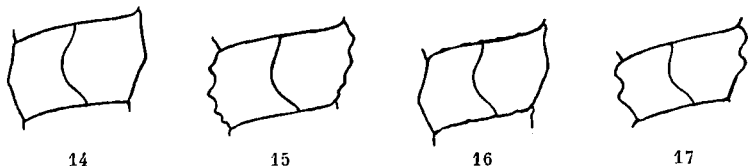
Les ligues d'accroissement présentent dans ce groupe les deux traits essentiels suivants (Voir fig. 14 à 17) :

1° : Leur tracé, qui offre deux points d'inflexion, vers le quart antérieur et postérieur des tours, est sensiblement symétrique par rapport à un axe.

2° : Le sinus nettement marqué entre les deux points d'inflexion, est moins profond que dans les groupes précédents.

L'obliquité de la corde par rapport à l'axe de la spire est en général très faible.

Un autre trait qui semble assez constant dans les formes de ce groupe est la striation spirale nette et régulière qui couvre toute la surface des tours, que ceux-ci présentent ou non des cordons.



14. — *T. subangulata* Br. Miocène. — 15. *T. triplicata* auct. non Br. (= *T. incassata* Sow. var.) Pliocène de l'Europe septentrionale. — 16. *T. subvaricosa* Sacco. Pliocène ancien. — 17. *T. bicarinata* Eichw. Miocène.

Ce groupe si abondamment représenté dans la Méditerranée au Miocène et au Pliocène, y existerait déjà à l'Éocène supérieur, si l'on peut se fier à la représentation que donne Oppenheim de *T. vinculata* ZITTEL¹.

Cette espèce a été citée (*vide* Boussac) dans le Lutétien d'Égypte et des Pyrénées catalanes, l'Auversien de Hongrie, le Priabonien du Vicentin et des Diablerets. C'est une espèce de très petite taille (2 cm. environ).

Au Lattorfien des Alpes occidentales *T. Clumancensis* BOUSSAC² est le premier représentant indiscutable du groupe ; il y a tout lieu de voir en cette espèce l'ancêtre de *T. subangulata* Br. La taille n'en semble pas devoir excéder 3 cm.

C'est au Miocène moyen (Helvétien) que *T. subangulata* Br. fait son apparition dans la Méditerranée (Bassin du Piémont) et dans l'Aquitaine. Cette espèce est en progression jusqu'au Pliocène ancien où elle atteint son maximum de représentants. Elle s'éteint au Cala-

1. OPPENHEIM. Die Priabonaschichten und ihre Fauna. *Palaeontographica*, 47, 1900-1901, pl. 18, fig. 12.

2. J. BOUSSAC. Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. de France*. Paris, 1911, p. 321, pl. XIX, fig. 37-39 ; 42-46.

brien inférieur. Suivant une règle très générale pour les formes représentées par un très grand nombre d'individus, cette espèce offre une grande variabilité portant, comme dans tous les cas analogues, sur l'angle spiral, le galbe des tours, le relief de l'ornementation spirale. Les variétés distinguées par Sacco se reproduisent aux divers horizons et ne présentent pas d'intérêt stratigraphique.

La Méditerranée occidentale où nous avons trouvé l'ancêtre de cette forme au Lattorien, est le centre de dispersion de cette espèce qui n'atteint le Bassin de Vienne qu'au Tortonien, et où elle est signalée comme rare. Vers l'Ouest et le Nord, elle gagne au Redonien les faluns de Touraine (où elle est représentée par une intéressante race locale dont les derniers tours deviennent plans ou même concaves) (voir pl. XI, fig. 18) — et la mer du Nord (Anversien des environs d'Anvers ; grès et argiles micacés du Schleswig-Holstein). Comme dans la Méditerranée, cette espèce persiste dans le Pliocène de la mer du Nord, mais la forme typique semble y devenir très rare tandis que la mutation : *T. incrassata* Sow. y devient au contraire très abondante. Cette dernière espèce présente un très grand polymorphisme dans son ornementation spirale, depuis des formes à deux filets (l'un médian, l'autre antérieur — *T. bicincta* BRONN.) jusqu'à des formes à trois cordons (confondues à tort avec *T. triplicata* BR.) et même davantage.

Les stries d'accroissement de *T. incrassata* Sow., qui diffèrent légèrement de celles de *T. vermicularis* BR. ; et notablement de celles de *T. triplicata* BR., sont au contraire à peu près semblables à celles de *T. subangulata* BR.. De plus il existe toutes les transitions entre les formes à deux filets et celles à trois cordons et plus.

Quelle a été l'extension du groupe hors d'Europe ? En ce qui concerne les Indes, les divers travaux ne nous apportent aucun renseignement. On n'est guère mieux renseigné en ce qui concerne l'Amérique, la figuration des lignes d'accroissement ayant été tout à fait négligée, ou n'offrant pas toutes les garanties d'exactitude suffisantes. Je me bornerai à signaler sous toutes réserves : *T. Tampae* HEILP. et *T. megalobasis* DALL. de la zone à *Orthaulax pugnax* (Aquitanien) de Floride¹ et *T. alcida* DALL. du niveau des sables d'Oak Grove (Older Miocène?) dans la même région² comme appartenant peut-être au groupe.

A l'époque actuelle, le groupe est encore représenté par *T. decipiens* de Mts. (Golfe de Gabès), espèce de petite taille, dont l'excellente figuration in BUCQUOY, DOLLFUS et DAUTZENBERG (Mollusques Marins du Roussillon, 1, Atlas, pl. 28, fig. 12-15) permet de reconnaître l'allure caractéristique des lignes d'accroissement.

1. W. H. DALL. Molluscan Fauna of the *Orthaulax pugnax* zone of the Oligocene of Tampa, Florida. *U. S. Nat. Mus.* 1915; pp. 97-98.

2. W. H. DALL. Contributions to the Tertiary Fauna of Florida. *Trans. Wagner Free Institute of Science of Philadelphia.* Vol. III, Part IV, 1903, pl. LIX, fig. 26.

A partir de la souche principale dont il vient d'être question, se sont détachés les deux rameaux qui vont être examinés maintenant.

a) *Rameau de T. bicarinata* EICHW.

Les tours de *T. bicarinata* EICHW. sont munis chez l'adulte de deux cordons, l'un médian, l'autre antérieur. Or, les premiers tours de cette espèce ne présentent qu'une carène médiane; celle-ci ne tarde pas à s'élargir en cordon, tandis qu'un cordon se dessine plus ou moins tardivement, selon les individus, à la partie antérieure des tours, en rapport, semble-t-il, avec la constriction parfois très accentuée de la partie postérieure des tours. La hauteur des tours par rapport à leur largeur est aussi constamment plus faible que chez *T. subangulata* BR. Les premiers tours, la striation spirale fine et régulière, les stries d'accroissement sont analogues dans les deux espèces. On peut envisager l'animal de *T. bicarinata* EICHW. comme très analogue à celui de *T. subangulata* BR., mais le développement en largeur en aurait été gêné. C'est là ce qui aurait provoqué avec la plus faible hauteur des tours, la formation de ces deux cordons auxquels l'espèce doit son nom et sa place dans le sous-genre *Archimediella*. Cette espèce presque constamment associée à la précédente, mais non toujours, semble se montrer un peu plus tôt, et ne dépasse pas le Pliocène ancien. Elle a été souvent confondue avec *T. Archimedis* BRONT, mais, ainsi que l'indique Hörnes, il est facile de l'en distinguer par la considération des premiers tours.

b) *Rameau de T. varicosa* BR.

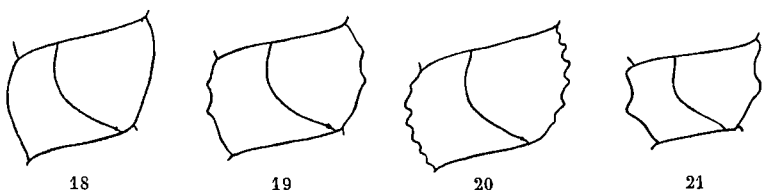
Cette espèce a servi de type à Sacco pour le sous-genre *Torculoidella*, caractérisé par la présence de côtes transversales. Cette costulation transverse, qui n'apparaît d'ailleurs qu'assez tardivement, à la partie postérieure des tours, se montre sur des coquilles qui seraient sans cela en tous points identiques soit à *T. subangulata* BR. (*T. subvaricosa* Sacco) soit à des formes voisines, plus trapues, à deux, trois cordons spiraux ou plus (*T. varicosa* BR., *dicosmema* FONT.). On ne peut voir là qu'un caractère *surajouté* au cours de l'évolution. Alors que *T. subangulata* BR. est déjà bien représentée à l'Helvétien, ces formes plissées ne font leur apparition qu'au Tortonien (*varicosa* BR.) ou même au Pliocène ancien (*subvaricosa*, *dicosmema*). On ne saurait baser la création d'un sous-genre sur un caractère purement évolutif, qui peut apparaître dans des groupes très différents (Tubercules antérieurs et postérieurs des premiers tours de *T. pachecoensis* STANTON, de l'Éocène de Californie). Toutes ces formes semblent cantonnées dans la Méditerranée et ne dépassent pas le Pliocène ancien.

Les coquilles de nombreux individus de *T. bicarinata* EICHW. montrent une tendance à se plisser au voisinage de la suture posté-

rière ; je pense que *T. (Torculoidella) Orthezensis* TOURNOUER (in COSSMANN et PEYROT. Conch. néog. de l'Aquitaine, pl. II, fig. 43-44) rentre dans ce cas.

4. GROUPE DE *T. terebralis* LMK.

Les lignes d'accroissement dans les formes de ce groupe sont très caractéristiques. Elles ne présentent plus qu'un point d'inflexion, très rapproché de la suture postérieure, et sont largement et profondément incurvées, la courbure étant plus forte à l'avant qu'à l'arrière. La corde est en général fortement oblique par rapport à l'axe (Voir fig. 18 à 21).



18, *T. terebralis* LMK. Burdigalien. — 19, *T. duplicata* L. Époque actuelle.
20, *T. terebra* L. Époque actuelle. — 21, *T. carinifera* LMK. Époque actuelle.

Le groupe est représenté en Europe par une espèce de grande taille, *T. terebralis* LMK (au sens large) qui fait son apparition à l'Aquitanien, mais qui devient particulièrement abondante au Burdigalien et à l'Helvétien de la Méditerranée (Bassins de Vienne, du Piémont, du Rhône, en Égypte, en Tunisie). Elle n'est pas signalée dans les faluns de Touraine, et ne dépasse pas vers le Nord, sur le versant atlantique, le Bassin d'Aquitaine. Cette espèce qui apparaît plus tôt que *T. subangulata* BA. disparaît aussi avant elle en Europe, où elle ne dépasse pas le Tortonien.

Cette espèce offre un grand polymorphisme ; comme toujours, ce sont l'angle spiral, le profil des tours et le relief de l'ornementation qui varient, ce qui a donné lieu à un certain nombre de variétés parmi lesquelles je mentionnerai *T. terebralis* LMK var. *gradata* MENKE. Cette variété est caractérisée par l'ornementation spirale des premiers tours, ornés de cordonnets décurrents moins nombreux que dans le type, mais plus vigoureux, en particulier celui de la périphérie, au tiers antérieur des tours environ, ce qui rend les tours fortement anguleux.

On retrouve quelque chose de tout à fait analogue au sujet de *T. duplicata* L., espèce actuelle de l'Océan Indien, appartenant au même groupe.

Cette ornementation spirale plus vigoureuse peut se conserver ainsi jusqu'au dernier tour — mais il y a de nombreux cas où elle s'atténue au point que la distinction de ces derniers tours entre l'espèce et la variété devienne impossible.

Fr. X. Schaffer signale que toutes les formes de passage du type à la variété *gradata* se rencontrent dans les couches de Grund. Il ne serait pas impossible que ces formes, toutes les deux très néritiques (on les rencontre presque exclusivement dans les faciès sableux ou gréseux) ne correspondissent à des conditions d'existence différentes, *T. terebralis* étant la forme des eaux tranquilles, la variété *gradata* celle des eaux agitées¹.

Quoi qu'il en soit, les variations du galbe de *terebralis* passant à *gradata* rappellent d'une façon frappante les variations que l'on peut observer sur certains spécimens de *T. sulcifera* DESH. du Bassin de Paris. On trouvera (pl. X, fig. 1 à 7) la figuration de deux séries parallèles homéomorphiques illustrant en même temps que le caractère évolutif (peut-être aussi adaptatif), du galbe des tours, le caractère statif des stries d'accroissement.

Ce groupe de *terebralis* apparu ainsi en Europe au début du Miocène par des formes de grande taille y est certainement arrivé par voie de migration dont le sens est difficile à préciser; l'âge des plus anciennes formations dans lesquelles des formes du groupe ont été retrouvées, tant aux Indes qu'en Amérique, n'est pas connu avec assez de précision.

Amérique. — Brown et Pilsbry ont figuré et décrit² un fragment de Turritelle de grande taille provenant des environs de Cartagena (Colombie) dans des couches qu'ils considèrent comme appartenant à l'Oligocène supérieur, d'âge « à peu près équivalent à celui des couches de Gatun » dans la zone du canal de Panama. L'excellente figuration permet de se rendre compte de l'allure des stries d'accroissement qui sont très analogues à celles de *T. terebralis* (largement arquées, un seul point d'inflexion, très voisin de la suture postérieure, la corde sensiblement moins oblique toutefois) ce qui autorise à ranger cette espèce dans le même groupe. L'analogie se poursuit même dans l'allure de l'ornementation spirale formée d'un assez grand nombre de filets plus ou moins obsoletés. Les tours, par contre, au lieu d'être convexes, sont fortement comprimés et apparaissent comme à peu près plans. Les affinités entre l'espèce de la Méditerranée et celle de l'Amérique centrale sont indiscutables. Si l'on devait s'en rapporter à l'âge oligocène attribué par Brown et Pilsbry aux couches de Cartagena, on pourrait être tenté

1. Voir à ce sujet : FR. X. SCHAFFER. Das Miocän von Eggenburg. *Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*. Bd. XXII, Heft 4, p. 53. Dans une coupe à Gauderndorf, il y a un niveau de sables gris ou rougeâtres (1,50) avec nombreux débris coquilliers : à la partie inférieure, uniquement des débris de coquilles avec une stratification très nette, renfermant *T. terebralis*. A la partie supérieure (30 m.) se rencontre *T. gradata* à côté de galets et de blocs roulés atteignant jusqu'à 50 cm. de diamètre.

2. BROWN et PILSBRY. Oligocene fossils from the neighbourhood of Carthagena, Colombia, with notes on some Haitian species. *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, 1917, 69 (1), p. 34, pl. 5, fig. 13.

d'y voir un argument en faveur d'une migration de l'Ouest vers l'Est. Or l'âge des couches de Gatun, à *T. Guppyi* COSSM. (= *T. tornata* GUPPY non BROCCHI) est discuté. Si les auteurs américains ont une tendance à les vieillir et à les rapprocher de l'Éocène, par contre, M. Douvillé, se basant sur des arguments paléontologiques était amené ¹ à considérer la faune comme probablement équivalente à celle du Miocène moyen d'Europe (Burdigalien et Helvétien).

D'après une étude plus récente encore de Toula ² toujours basée sur les affinités de la faune rencontrée dans les couches de Gatun, celles-ci seraient à ranger dans le Miocène supérieur ou même dans le Pliocène. La présence dans les couches de Colombie, à côté de *R. Guppyi* COSSM. de *T. cartagenensis* en laquelle on peut voir l'équivalent américain de *T. terebralis* LMK vient corroborer les vues de M. Douvillé tendant à les paralléliser avec le Burdigalien.

Indes. — La même incertitude sur le sens des migrations règne au sujet des relations fauniques également indiscutables entre la Méditerranée et les Indes à l'époque néogène.

Parmi les espèces signalées par F. Noetling dans les couches miocènes de Birmanie ³, il en est deux, d'ailleurs très voisines, également signalées par Jenkins à Java ⁴ : *T. simplex* JENKINS et *T. acuticarinata* DUNKER (= *acuticingulata* JENKINS) qui se rattachent au groupe dont elles présentent les stries d'accroissement caractéristiques. Noetling signale à divers horizons, dans la partie supérieure de son étage Yenangyoungien qu'il assimile au Miocène supérieur.

La première de ces espèces a des tours fortement anguleux par la présence d'une forte carène légèrement en avant de la partie médiane. La seconde en offre deux également développées au lieu d'une seule. La figuration de Noetling est très défectueuse ; celle de Jenkins semble au contraire excellente. Jenkins se basant sur des analogies dans le profil des tours rapproche *T. simplex* de *T. subangulata* BR., et *acuticingulata* = *acuticarinata* de *T. Archimedis* BRANT. Ce rapprochement est purement artificiel. Jenkins met ces considérations à l'appui de sa théorie d'une migration générale des faunes vers l'Est, théorie d'ailleurs reprise par Noetling. L'interprétation des affinités de ces deux espèces donnée par ce dernier auteur, mise à l'appui de cette thèse, mérite donc quelque discussion.

T. simplex JENKINS. Noetling reconnaît que cette espèce est en étroit rapport avec *T. duplicata* LMK de l'Océan Indien. Les différences seraient

1. H. DOUVILLÉ. Sur l'âge des couches traversées par le canal de Panama. *B.S. G. F.*, 3^e série, t. 26, p. 587-600, 1899.

2. F. TOULA. Eine jüngtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal. *Jahrb. des k. k. geol. Reichsanstalt*, Vienne, 1909, LVIII, p. 774.

3. F. NOETLING. Fauna of the Miocene Beds of Burma. *Palaeontologia Indica. New Series*, vol. I, fasc. 3, Calcutta, 1901, p. 273.

4. JENKINS. On some Tertiary Mollusca from Mount-Séla in the Island of Java. *Q. J. G. S.*, t. 20, 1864, p. 58-59.

très difficiles à établir en ce qui concerne les premiers tours (d'après ce qui suit, Noetling emploie à tort le terme de « stade bréphique »¹ pour stade « néanique »²), et consisteraient dans le nombre des filets décourants qui serait de 5 dans *T. simplex*, séparés par des filets plus fins, alors que *duplicata* en aurait dix, tous à peu près d'égale importance. Les différences apparaîtraient bientôt dans le profil des tours suivants, devenant de plus en plus fortement anguleux (*simplex*) avec l'âge, tandis que cet angle serait plus obtus chez *duplicata*. Cette dernière aurait en outre la surface couverte de nombreuses lignes décourantes très fines dont il n'apparaîtrait aucune trace sur l'espèce fossile. Et l'auteur conclut : « Quoique *T. simplex* offre donc une similitude externe avec *T. duplicata*, il n'y a pas d'autre relation entre les deux que celle d'un ancêtre commun probable. Nous devons donc supposer que *T. simplex* représente un type éteint parmi la faune de l'Océan Indien, et qui eut très probablement son plus proche allié dans l'Éocène de l'Inde ».

Il est manifeste d'après ce qui précède que Noetling n'a eu à sa disposition, pour comparer les stades néaniques des deux espèces, qu'un nombre restreint de spécimens de *T. duplicata*, et peut-être même un seul, et il est mal tombé, car la différence qu'il signale n'existe pas dans la majorité des cas. J'ai d'autre part insisté dans la première partie de ce travail sur les variations de l'ornementation spirale dans les premiers tours, et jusqu'aux derniers. En fait, les stries d'accroissement identiques, ainsi que l'allure générale de l'ornementation, dans les deux espèces, autorisent à voir en *T. simplex* une forme très voisine, sinon même une variété de l'espèce actuelle.

T. acuticarinata DUNKER. On peut être d'accord avec Noetling pour conclure qu'il existe entre cette forme et la précédente des rapports étroits. Toutes les deux sont identiques au stade néanique (= bréphique de Noetling). La différence essentielle, qui apparaît plus tard, réside en la présence de deux carènes au lieu d'une seule. Ce trait devrait accentuer la ressemblance avec *T. duplicata* dont les tours de l'adulte possèdent le plus fréquemment deux carènes. En fait, si l'on se rapporte à l'excellente figure de Jenkins (*l. c.*, pl. VII, fig. 1), on constate qu'il n'y a pour ainsi dire aucune différence entre celle-ci et certains spécimens actuels de *T. duplicata*. Mais quelle est la conclusion de Noetling ? « Il n'y a aucune espèce vivante parmi la faune de l'Océan Indien qui soit apparentée à *T. acuticarinata* qui représente donc un type éteint. Voilà une conclusion pour le moins inattendue : « *T. acuticarinata* est étroitement apparentée à *T. simplex*. Celle-ci est elle-même étroitement apparentée à *T. duplicata*. Conclusion : *T. acuticarinata* n'a aucun rapport avec *T. duplicata*. Nous aimons à croire que c'est avec des arguments d'une autre valeur que Noetling soutient sa thèse d'une migration des faunes vers l'Est.

En fait, l'idée suivie par Noetling est celle-ci : Il s'agit, pour démontrer cette migration des faunes vers l'Est, de prouver qu'une faune, par exemple miocène de l'Inde, a ses affinités les plus proches avec une faune, par exemple éocène du Bassin de Paris. C'est sans doute pour cela que Noet-

1. Stade *bréphique* = stade succédant au stade *embryonique* (protoconque) et auquel on ne peut reconnaître aucun caractère spécifique.

2. Stade *néanique* = stade pendant lequel les caractères spécifiques et autres traits morphologiques présents chez l'adulte apparaissent et se développent (Voir pour plus amples détails sur cette terminologie : G. F. HARRIS. Catalogue of Tertiary Mollusca in the British Museum. Part I. Australasia. Londres, 1897, p. x).

ling, poursuivant sa comparaison de *T. acuticarinata*, lui attribue « sans le moindre doute une étroite parenté avec *Turritella fasciata* LMK de l'Éocène parisien ». Or, *T. fasciata* LMK appartient en réalité au genre bien caractérisé *Mesalia*.

De cette analyse, on peut tirer la conclusion suivante : *T. duplicata* L. présente des rapports étroits avec *T. simplex* JENKINS, et surtout avec *T. acuticarinata* DUNKER ; il est en outre fort probable que cette dernière soit l'ascendant direct de l'espèce actuelle de l'Océan Indien.

D'autre part, il y a analogie indéniable entre toutes ces espèces et *T. terebralis* de la Méditerranée miocène. Nous sommes donc amenés à admettre des rapports fauniques entre ces deux régions à l'époque miocène. Mais ni *T. terebralis*, ni *T. simplex*, ni *T. acuticarinata* ne sont, par suite de leur taille, une forme ancestrale qui reste à trouver ainsi que son berceau.

Les représentants actuels du groupe se rencontrent : dans l'Océan Indien (*T. duplicata* L., *T. terebra* L., et un certain nombre de formes voisines de cette dernière : *T. bacillum* KIENER¹, *T. cerea* REEVE, *crocea* KIENER, et qui n'en sont peut-être que des variétés sur les côtes de l'Afrique du Sud (*T. carinifera* LMK², *T. bacillum* KIENER) et enfin sur les côtes de l'Afrique occidentale (*T. flammulata* KIENER, *T. unguina* L.).

La ressemblance de *T. unguina* (= *T. fuscata* LMK) avec certaines formes élancées de *T. terebralis* LMK est à un tel point frappante que je ne puis voir en l'espèce vivante autre chose qu'une survivante de l'espèce miocène de la Méditerranée.

Ce fait d'espèces méditerranéennes ayant survécu sur les côtes de l'Afrique occidentale n'est pas isolé (*Terebra*, *Strombus bubonius*, etc.). Comme il s'agit dans tous les cas de formes très littorales, il est légitime de voir dans la température la cause principale de cette migration passive vers le Sud.

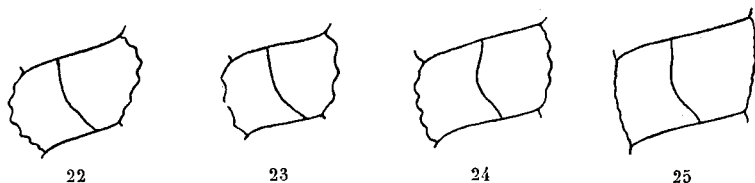
5. GROUPE DE *T. turris* BASTEROT

Les lignes d'accroissement ne présentent en général pas de point d'inflexion à la partie visible des tours ; lorsque le point d'inflexion existe, il est toujours très rapproché de la suture postérieure. Le tracé de ces lignes n'offre pas de symétrie par rapport à un axe ; elles se distinguent en cela de celles de *T. subangulata*. Sensiblement rectilignes à partir de la suture

1. *T. bacillum* est signalée par G. B. Sowerby (Marine Shells of South Africa, Londres, 1892) et par v. Martens et Thiele (exploration de la « Valdivia ») dans la Baie de Natal.

2. Connue aussi fossile dans divers dépôts de plages soulevées de la même région.

postérieure, elles s'incurvent régulièrement mais moins profondément que dans le groupe de *T. terebralis*, et la corde en est toujours moins oblique par rapport à l'axe de la spire (Voir fig. 22, 23).



22, *T. turris* BAST. Miocène. — 23, *T. triplicata* BR. Pliocène.
24, *T. vermicularis* BR. et 25, *T. tornata* BR. Pliocène ancien.

Les formes que l'on peut rattacher au groupe ainsi défini sont extrêmement abondantes, à partir du Miocène, en particulier dans la région méditerranéenne. Leur grande variabilité a donné lieu à la distinction d'un grand nombre d'espèces et de variétés. La synonymie en est très embrouillée, et il n'est pas mon intention d'essayer de la débrouiller ici. Toutes ces formes peuvent se grouper autour de trois « grandes espèces ». Ce sont : *T. turris* BAST., *T. triplicata* BR., *T. tricarinata* BR.

a) *T. turris*, au sens large, représente tout un ensemble de formes de taille variant entre trois et six cm., à tours plus ou moins convexes, ornés de carènes ou de cordons spiraux à relief plus ou moins accusé, au nombre de cinq, parfois moins, parfois aussi davantage. Le tracé des lignes d'accroissement est par contre constant.

Dans l'espace, *T. turris* au sens large n'atteint pas la Mer du Nord, et semble cantonnée dans les régions méridionales du versant atlantique et dans toute la Méditerranée. Dans le temps, elle a à peu près disparu au Pliocène ancien ; cette grande espèce est essentiellement miocène.

Il semble bien que la complexité des formes provienne de nombreux cas d'évolution sur place, qui se seraient produits à des époques différentes suivant les régions.

Dans le Bassin d'Aquitaine, le maximum semble avoir lieu au Burdigalien, avec *T. Eryna* D'ORB. (in COSSMANN¹), forme qui paraît dériver de *T. turris* BAST. (in COSSMANN²), qui la précède à l'Aquitainien. Un deuxième rameau parallèle serait constitué par la forme : *T. vasa-tensis* C. et P. (Aquitainien) aboutissant à *T. Benoisti* C. et P. de l'Helvétien. Dans le Piémont, le maximum se produit à l'Helvétien ; Sacco signale à ce niveau l'abondance d'un grand nombre de variétés. Dans la Méditerranée orientale, c'est au Tortonien que ces formes sont le mieux représentées. Dans le Bassin de Vienne en particulier, on peut

1. COSSMANN et PEYROT. Conchologie néogénique de l'Aquitaine, pl. I, fig. 31-33 et pl. II, fig. 33.

2. *Ibid.*, pl. I, fig. 25 et pl. II, fig. 21-24.

suivre le passage de la forme helvétique si abondante dans les couches de Grund : *T. vindobonensis* PARTSCH (in HÖRNES) (= *T. turris* BAST. ; HÖRNES ¹), à la forme tortonienne *T. turris* var. *badensis* SACCO (= *T. turris* BAST. in HÖRNES, *ibid.*). Il existe de nombreuses formes de passage entre la première, à angle spiral relativement plus faible et à l'ornementation spirale peu accentuée, et la dernière, de plus grande taille, à cinq carènes principales très nettes, les trois antérieures plus fortes. *T. turris* var. *badensis* SACCO a son équivalent en *T. Eryna* D'ORB.

Dans l'Europe centrale et orientale, ces formes disparaissent après le Tortonien, devant l'établissement du faciès pontique. Par contre, *T. turris* est signalée comme très abondante dans le Sahélien d'Oran (marnes de Carnot) accompagnée « de nombreuses variétés » ². D'après Sacco, une forme voisine de *T. turris* var. *badensis* SACCO, réapparaît dans le Pliocène ancien de Castelnuovo d'Asti, où elle serait peu abondante.

Où doit-on placer l'origine de *T. turris* (*s. l.*) ? Il semble bien que ce ne soit pas dans la Méditerranée malgré la présence dans le « Tongrien » de Mioglia et Pratalico (*vide* Sacco), de *T. turris* var. *taurangukata* SACCO forme rare, à l'ornementation précisément assez peu accentuée, qui devient fréquente à l'Helvétien des collines de Turin.

Mayer-Eymar ³ voit cette origine en l'espèce éocène : *T. angulata* Sow de l'Inde, par l'intermédiaire de *T. transitoria* M.-EY. des couches de Birket-el-Qurûn. Il ajoute : « Il y a dans ce fait du passage d'un type éocène à une forme néogène (*T. turris*), justement dans des couches de transition comme celles-ci, qui sont tongriennes, certainement une bonne preuve de plus en faveur de la doctrine de la transmutation ».

Or, même en admettant l'âge oligocène de ces couches, ce qui est loin d'être établi, cette filiation, basée sur trois fragments de *T. transitoria* et un quatrième que l'auteur assimile à *T. turris* uniquement par la considération du galbe des tours et leur ornementation spirale, est plus que douteuse, en l'absence de tous renseignements relatifs au tracé des lignes d'accroissement, tant des spécimens décrits par Mayer-Eymar, que de *T. angulata*. Il faut observer en outre que cette dernière espèce atteint toujours une plus grande taille que *T. turris*, ce qui l'écarte du rameau principal aboutissant à *T. turris*.

A côté de *T. turris* (*s. l.*), je rangerai *T. cochlias* BAYAN (= *T. Archemedis* BRGT non DILLYWN), ainsi qu'un certain nombre de formes voisines, décrites sous des noms divers. Le caractère essentiel de l'ornementation est de présenter deux carènes antérieures beaucoup plus fortement développées que les autres. Ces formes ont été

1. M. HÖRNES. Die foss. Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. Tome I, p. 423.

2. A. BRIVES. Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie. 1^{re} série. Paléontologie. Monographie. N° 3. Fossiles miocènes (1^{re} partie), p. 30, Alger, 1897.

3. MAYER-EYMAR. Die Versteinerungen der tertiären Schichten von der westlichen Insel im Birket-el-Qurûn-See (Mittel-Egypten). Palaeontographica 30, II 1883, p. 76.

placées pour cette raison dans le sous-genre *Archimediella*, à côté de *T. bicarinata* Eichw.. *T. cochlias*, au sens large, accompagne très fréquemment *T. turris*, mais il semble qu'elle soit apparue plus tôt que celle-ci dans la Méditerranée. Les stries d'accroissement sont assez semblables à celles de *T. turris*, mais présentent avec assez de constance un point d'inflexion au voisinage de la suture postérieure.

b) *T. triplicata* Br. — J'ai placé toutes les formes qui se groupent autour de cette espèce dans le même groupe que *T. turris* par suite de l'analogie des stries d'accroissement, sans préjuger autrement des rapports entre ces deux grandes espèces.

Je n'ai qu'à peu de choses à ajouter à l'excellent résumé que l'on trouvera dans la thèse de M. M. Gignoux (p. 553). Cet auteur n'a pas manqué de relever le très grand polymorphisme de *T. triplicata* Br. en ce qui concerne le nombre et l'importance relative des cordons décourants.

Je présenterai seulement les deux observations suivantes :

1° Il semble bien que *T. triplicata* Br. soit une espèce exclusivement méridionale. Or, elle a été fréquemment signalée dans le Pliocène de la Mer du Nord, en particulier dans le Scaldisien de Belgique et dans le Red Crag d'Angleterre. C'est, à mon avis, une erreur due à la convergence dans les ornements spirales de cette espèce et de *T. incrassata* Sow. Il a été indiqué plus haut que la soi-disant *T. triplicata* des régions septentrionales doit être considérée comme une variété de *T. incrassata* Sow. et rangée dans le groupe de *T. subangulata* Br. (cf. fig. 15 et 23 et pl. XI, fig. 9 et 10).

2° La deuxième observation a trait aux rapports entre *T. triplicata* Br. et le phylum de *T. vermicularis* Br. (voir plus loin ce qui se rapporte à ce phylum).

T. triplicata Br., espèce essentiellement méridionale et pliocène, existe encore dans la Méditerranée et dans l'Océan atlantique, des côtes d'Espagne aux Canaries (*vide* B. D. D.). *T. trisulcata* Lamk. de la Mer Rouge est, sinon la même espèce, au moins une espèce très voisine.

c) *T. tricarinata* Br. — Cette espèce ferait son apparition dans la Méditerranée dès l'Oligocène (Sacco), mais elle n'y devient vraiment abondante qu'à l'Helvétien et surtout au Pliocène. Avec *T. subangulata*, elle passe dans la mer du Nord au Miocène supérieur. Elle est encore très largement représentée à l'époque actuelle dans toutes les mers européennes et jusque sur les côtes du Maroc, peut-être aussi dans la Mer Rouge, par ses variétés *communis* Risso et *Britannica* Mts. Il semble qu'elle donne lieu à un certain nombre de races locales, les individus provenant de localités éloignées présentant quelques différences dans l'angle spiral et la rapidité de croissance des tours en largeur et en hauteur.

On rencontre fréquemment, parmi les individus provenant d'une même localité, à côté de formes très élancées, d'autres formes plus

trapues à tours moins convexes, à sutures moins profondes, ayant souvent conservé un épiderme brunâtre. L'allure générale de l'ornementation est la même. Il serait intéressant de rechercher s'il n'y a pas là un cas de dimorphisme sexuel, analogue à celui de l'espèce australienne : *T. Gunnii* REEVE, et qui serait plus net encore (Voir Appendice).

Je me bornerai à signaler la ressemblance de *T. tricarinata* BR. avec la forme des couches de Grund signalée plus haut : *T. vindobonensis* PARTSCH. Pour l'histoire de *T. tricarinata* au Pliocène, on ne saurait mieux faire que de renvoyer à l'ouvrage de M. Gignoux (*Thèse*, p. 551).

Phylum de T. vermicularis BR.

T. vermicularis BR. et un certain nombre de formes voisines : *T. Brocchii* BRONN, *T. tornata* BR., *T. protoides* M.-EX., *T. Rhodanica* FONT., qui n'en sont que des variétés, constituent avec l'espèce tortonienne *T. tricineta* BORSON (= *T. Rieperi* PARTSCH in HÖRNES) un ensemble caractérisé par les traits suivants :

Une striation décurrente fine et régulière recouvre uniformément toute la surface des tours, ornés en outre de cordons spiraux en nombre variable (de trois à neuf), d'autant moins saillants en général qu'ils sont plus nombreux. Les stries d'accroissement surtout présentent comme dans le groupe de *T. subangulata* BR., un tracé symétrique par rapport à un axe, et deux points d'inflexion, mais le sinus est un peu moins profond (Voir fig. 24, 23).

Je n'aurais pas hésité à rapprocher toutes ces formes du groupe de *T. subangulata* BR., si elles n'avaient été déjà considérées par des auteurs éminents comme apparentées à *T. triplicata* BR. La considération des premiers tours autorise en effet cette manière de voir. Je soulèverai la question en me gardant pour le moment de vouloir la résoudre ; aussi, ce phylum de *T. vermicularis* est-il placé à part. Je ferai observer toutefois que *T. vermicularis* existe dès l'Helvétien, alors que *T. triplicata* semble n'apparaître que plus tard, au Tortonien.

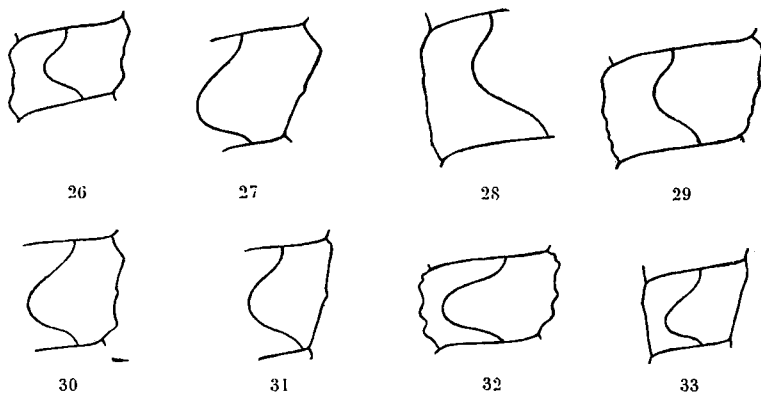
T. vermicularis (s. l.), apparue à l'Helvétien dans la Méditerranée atteint son maximum au Pliocène ancien, et s'éteint au Calabrien. Elle semble cantonnée uniquement dans les régions méridionales, et c'est à tort, à mon avis, qu'elle a été signalée dans le Pliocène de la Mer du Nord, par Harmer (*Pliocene Mollusca, Palaeontographical Society*. Vol. LXX, 1916, pl. XLIII, fig. 2-3).

Un fait extrêmement intéressant a été signalé par M. Gignoux (*Thèse*, p. 554) en ce qui concerne les deux formes *T. vermicularis* BR. et *T. tornata* BR. M. Gignoux s'exprime ainsi : « La première de ces deux espèces est plus spécialement fréquente dans les faciès sableux un peu littoraux (Astien de l'Astesan et d'Altavilla, p. ex.) ;

la seconde semble au contraire plus répandue dans les sédiments plus fins (argiles plaisanciennes) ».

Nous bornerons là cette étude des groupes. Les matériaux que j'ai pu examiner ne sont pas suffisants pour permettre d'entreprendre la systématisation de la totalité des formes américaines, ainsi que de celles de la mer de Chine et de l'Océan Indien. Par contre, j'ai eu entre les mains, dans les collections du British Museum, un certain nombre de Turritelles australiennes tant fossiles qu'actuelles, dont j'ai pu relever le tracé des lignes d'accroissement, ci-dessous figurées. Il est intéressant de remarquer que, par la profondeur de leur sinus, ces lignes d'accroissement rappellent celles que l'on peut observer sur les formes qui se trouvent en Europe au début des temps tertiaires.

Lignes d'accroissement de quelques Turritelles australiennes.











26. *T. Warburtoni* TENISON-WOODS. Éocène, Table Cape, Tasmania.
 27. *T. acricula* TATE. Éocène, River Murray cliffs, Australie méridionale.
 28. *T. Aldingae* TATE, Éocène, Aldinga Bay, Australie.
 29. *T. septifraga* TATE. Éocène Spring Creek, Victoria, Australie.
 30. *T. conspicabilis* TATE. Miocène, Gippsland, Victoria, Australie.
 31. *T. pagodula* TATE. Miocène, Gippsland Lakes, Victoria, Australie.
 32. *T. vittata* HUTTON. Époque actuelle, Ile du Nord, Nouvelle-Zélande.
 33. *T. rosea* QUOY et GAIMARD. Époque actuelle, Ile du Nord, Nouvelle-Zélande.

III. RÉSUMÉ DES RÉSULTATS ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les résultats auxquels je suis arrivé dans mon étude sur les Turritelles peuvent se résumer de la façon suivante :

Dans les régions européennes, on assiste depuis le début des

temps tertiaires à l'apparition successive de groupes de formes, chacun d'eux étant caractérisé par un tracé particulier des stries d'accroissement ; le tableau ci-dessous résume leur succession.

Groupes de:	<i>T. hybrida</i> Desh.	<i>imbricataria</i> Lmk.	<i>subangulata</i> Br.	<i>terebralis</i> Lmk.	<i>vermicularis</i> Br.	<i>turris</i> Bast.
Epoque actuelle						
Pliocène		1 		2 		
Miocène				3 		
Oligocène			?			?
Éocène						
Crétacé						

Chacun de ces groupes, nettement individualisé, semble former un tout indépendant. Leurs relations réciproques sont encore obscures.

Le sinus de la lèvre externe, limité par deux points d'inflexion, est relativement étroit et profond chez le groupe le plus ancien, qui est aussi celui qui disparaît le premier des régions européennes (Gr. de *T. hybrida*). Le sinus se réduit progressivement dans les groupes d'apparition plus récente, et ceci de deux façons possibles :

Soit par *élargissement*, — les points d'inflexion s'écartant jusqu'à disparaître de la surface visible des tours (Gr. de *T. imbricataria*, *T. turris* et *T. terebralis*)

Soit par *diminution de la profondeur* (Gr. de *T. subangulata* et de *T. vermicularis*).

Ceci porte à considérer comme caractère *primitif* la présence d'un sinus étroit et profond ; la faune de Turritelles de la région australienne à l'époque actuelle présente au maximum ce caractère primitif.

1. Représenté à l'époque actuelle sur la côte pacifique de l'Amérique, et peut-être aussi dans les régions australiennes.
2. Époque actuelle : Océan Indien, côtes de l'Afrique occidentale.
3. Groupe cryptogène (?) en Europe.

Ceci incite en outre à envisager la nécessité d'une évolution de la profondeur du sinus. Il n'y a malgré cela aucune contradiction à considérer le tracé des stries d'accroissement comme statif : un caractère statif est un caractère *plus stable* que les autres, et non forcément figé dans une immuabilité absolue.

En ce qui concerne les migrations, je me suis tenu sur une grande réserve. Il semble cependant acquis que le maximum des facilités dans les communications, pour ces formes néritiques que sont les Turritelles, a eu lieu sur toute la terre au Crétacé supérieur. Depuis, ces facilités n'ont fait que se restreindre. D'une part, la durée décroissante des diverses périodes géologiques successives, d'autre part, la complexité géographique et les difficultés de communication croissantes, au moins en Europe, entre les divers bassins, sont deux des causes que l'on peut invoquer pour rendre compte de ce fait.

Alors qu'il est encore possible de saisir des affinités de faunes entre l'Europe d'une part, et d'autre part l'Amérique et les Indes, jusqu'à l'époque miocène, la chose devient plus difficile depuis l'époque pliocène. D'autre part, des groupes éteints dans la Méditerranée depuis le Miocène ou le Pliocène ont encore des représentants soit dans l'Océan Indien, soit sur les côtes de l'Afrique occidentale.

J'ai volontairement laissé de côté, faute de documents suffisants, certains groupes importants tels que, par exemple, celui de *T. exoleta* L. et encore celui de *T. goniosoma* VAL., qui appartiendraient, à mon avis, à deux groupes comparables à ceux qui ont été étudiés plus haut.

Quant aux migrations, il ne m'était guère possible de dire davantage, devant la pénurie de matériaux exotiques, et devant l'imperfection en ce qui concerne le tracé des stries d'accroissement, de très nombreux documents souvent très remarquables par ailleurs. Je m'estimerai satisfait toutefois, si j'ai pu réussir à poser le double problème de l'évolution et des migrations des Turritelles de façon à l'acheminer vers sa solution

IV. APPENDICE.

L'espèce actuelle, *T. Gunnii* REEVE (côtes méridionales de l'Australie), est une espèce *vivipare*, en ce sens que les jeunes subissent le début de leur développement dans la chambre palléale.

Le Lieutenant-Colonel Peile, spécialisé dans l'étude de la radula chez les Gastropodes en fit la découverte au British Museum (septembre 1921) en brisant une coquille pour en extraire la radula du

corps desséché de l'animal. Il découvrit ainsi de nombreuses petites coquilles embryonnaires, et dans une position par rapport au corps de l'animal qui ne laisse aucun doute sur la viviparité.

Cette particularité a permis en outre à M. Tom Iredale et à moi-même de constater un *dimorphisme sexuel* assez net entre les femelles, porteuses de jeunes, et les mâles. La coquille de ces derniers est plus petite, de couleur plus foncée, avec un angle spiral en général plus faible, et les derniers tours moins renflés (Voir pl. II, fig. 19-20¹).

Des faits de viviparité chez les Turritelles avaient déjà été signalés par F. BURNS², sur les deux formes miocènes du Maryland : *T. Cumberlandica* CONR. et *T. indenta* CONR.

Il serait intéressant de rechercher si un certain nombre d'autres espèces de Turritelles actuelles ne présentent pas de dimorphisme sexuel, comme cela est fort probable pour *T. communis* Risso en particulier.

1. Ces caractères très nets sur les échantillons (Collection du Musée de Zoologie de Strasbourg) sont d'ailleurs assez mal rendus par la photographie.

2. FRANK-BURNS. Viviparous Miocene Turritellidae. *The Nautilus*, vol XIII, pp. 68-69, 1899.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE X.

1. *Turritella hybrida* DESH. Yprésien, Cuise-la-Motte (Oise). Coll. Fac. Sc. de Caen.

2. *T. hybrida* DESH. mut. *terebellata* LMK. Lutétien inférieur, Chaumont-en-Vexin (Oise), Coll. Fac. Sc. de Caen.

3. *T. sulcifera* DESH. Auversien, Monneville (Oise).

4. *Id.*, spécimen avec des tours plus renflés.

Série évolutive montrant un renflement progressif des tours alors que le tracé des stries d'accroissement reste constant.

5, 6, 7. *T. terebralis* LMK. var. *gradata* MENKE, Helvétien, Weinstein (Bassin de Vienne, Autriche). Coll. Fac. Sc. Caen. Trois spécimens montrant les variations de l'angle spiral, du profil des tours, et des détails de l'ornementation, et la constance dans le tracé des lignes d'accroissement.

PLANCHE XI.

1, 3 et 4. *T. imbricataria* LMK. (*sensu lato*), Lutétien Grignon (Seine-et-Oise). Coll. Fac. Sc. de Caen.

2. *T. imbricataria* LMK. Lutétien. Le Vivrais-en-Vexin (Oise). Coll. A. Bigot.

5. *T. imbricataria* LMK. var. *carinifera* DESH., Lutétien inférieur, Chaumont-en-Vexin (Oise). Coll. Fac. Sc. de Caen.

6. *T. imbricataria* LMK., race locale *altavillensis* COSSMANN, Auversien, Haute-ville (Manche). Coll. Fac. Sc. de Caen.

7. *Id.*, forme très allongée. Coll. Fac. Sc. de Caen.

Série de spécimens pour illustrer la constance dans le tracé des lignes d'accroissement, à travers les variations de l'angle spiral, du profil des tours, de la pro-

fondeur des sutures et des détails de l'ornementation spirale, à l'intérieur de la « grande espèce » *T. imbricataria* LMK.

8. *T. Solanderi* MAYER-EYMAR, Lutétien inférieur, Aeltre (Flandre occidentale, Belgique). Coll. Guillaume.

9. *T. triplicata* BR. Tortorien, Tortone (Italie). Coll. Fac. Sc. de Caen.

10. *T. incrassata* Sow. var., Scaldisien, Anstruwel près Anvers (Belgique). Coll. Guillaume. Variété fréquemment assimilée à tort à *T. triplicata* BR. dont elle diffère par le tracé des lignes d'accroissement.

11. *T. subangulata* BR., Pliocène ancien, Sienne (Italie). Coll. Fac. Sc. de Caen.

12, 13. *T. incrassata* Sow., variétés, Pliocène ancien, le Bosq d'Aubigny (Manche). Coll. Deslongchamps.

14, 15, 16, 17. *T. incrassata* Sow., variétés, Pliocène ancien (Scaldisien) Anvers (Belgique).

Figures 12 à 17 pour montrer le polymorphisme dans l'ornementation spirale à l'intérieur de la « grande espèce » *T. incrassata* Sow.

18. *Turritella subangulata* BR., race locale des faluns redoniens du Maine, le Pigeon Blanc (Maine-et-Loire). Les derniers tours deviennent plans ou même concaves.

19. *T. Gunnii* REEVE, Twofold Bay, Nouvelle Galles du Sud (Australie): Mâle: taille plus faible, couleur plus foncée, tours plus plans que chez la femelle.

20. *Id.*, femelle vivipare.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU CRÉTACÉ INTRAALPIN
(ALPES OCCIDENTALES) :
LE PROBLÈME DES « MARBRES EN PLAQUETTES »

PAR **L. Moret** ET **F. Blanchet**¹.

PLANCHE XII

M. P. **TERMIER**² a désigné sous l'appellation de « Marbres en plaquettes » dans les zones internes des Alpes occidentales un ensemble sédimentaire épais et bien lité où dominent les calc-schistes gris ou rouges souvent gaufrés et satinés en surface, à pâte compacte et translucide. Cette formation énigmatique, dans laquelle on n'a jamais trouvé le moindre fossile, est généralement située entre le Jurassique supérieur et le Tertiaire.

Diverses hypothèses ont été émises quant à son âge et l'on en a fait successivement du Trias, du Jurassique, du Crétacé, de l'Éocène. Une des opinions les plus récentes est celle qui est adoptée dans la Thèse de Jean **BOUSSAC**³; ce géologue voit, avec M. P. Termier, dans les Marbres en plaquettes une « série compréhensive » allant du Jurassique supérieur au Flysch. Cette interprétation séduisante est basée sur des observations de passages vertical et même latéral de l'une des formations à l'autre constatés en divers points du Briançonnais. L'étude systématique d'un grand nombre de préparations microscopiques provenant de diverses localités, ainsi que des observations nouvelles sur le terrain, dont nous avons par ailleurs annoncé brièvement les résultats⁴, nous permettent d'apporter quelques clartés sur cet intéressant problème.

1. Note présentée à la séance du 17 novembre 1924. — Ce travail a été fait au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

2. P. **TERMIER**. Montagnes entre Briançon et Vallouise (*Mém. Carte Géol. France*, Paris, 1903).

3. Nous renvoyons à cet important travail pour tout ce qui concerne la bibliographie du problème des marbres en plaquettes, problème auquel sont attachés les noms de MM. P. Termier, W. Kilian, E. Haug, J. Boussac.

J. **BOUSSAC**. Études stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin (*Mém. Carte Géol. Fr.*, Paris, 1912, p. 232 et suiv.); voir également W. **KILIAN** et Ch. **PUSSENOT**. La série sédimentaire du Briançonnais oriental (*B.S.G.F.*, 1913, p. 17).

4. L. **MORET** et F. **BLANCHET**. Le problème du Crétacé dans les zones intra-alpines : Les marbres en plaquettes des environs de Guillestre (Hautes-Alpes), leur âge, leur caractère transgressif (*C. R. Ac. Sc.*, t. 178, p. 1598, séance du 12 mai 1924).

Disons de suite que nous concluons à l'âge Crétacé supérieur ainsi qu'à l'allure nettement transgressive des Marbres en plaquettes partout où nous avons pu les observer sur leur substratum jurassique ou triasique. Mais si la base de cette formation nous apparaît dorénavant comme assez nettement délimitée, il n'en est pas toujours ainsi de la limite supérieure qui, ainsi que l'ont déjà remarqué les géologues qui nous ont précédés, semble parfois passer insensiblement au vrai Flysch par l'intermédiaire du « Flysch calcaire », ou en être assez brusquement séparée par des lits de brèches à galets cristallins (ex. Brèche du Cros, W. Kilian), lesquelles soulignent évidemment des discontinuités stratigraphiques.

Age des Marbres en plaquettes. — L'examen de lames minces d'échantillons peu laminés nous a toujours montré un faciès pélagique très accentué : pâte de calcite finement granuleuse avec nombreux Foraminifères (*Rosalina Linnei* dominantes, Globigérines, Lagenas, Textilaires). Ces organismes, les Rosalines surtout, sont parfois admirablement conservés avec leur test lequel est calcaire, fibreux et poreux, mais il est des cas où il est épi-génisé par la calcédoine. Il y a des prismes d'Inocérames très clairsemés, ainsi que de rares grains de quartz clastique et de glauconie.

La masse principale de ces marbres est de teinte grise (pl. XII, fig. 6), mais la base est presque toujours représentée par des niveaux rouges où abondent les Rosalines dont les dépouilles sont littéralement côte à côte¹ (Pl. XII, fig. 1, 2, 4).

A l'affleurement, la roche est invariablement schistoïde, mais à des degrés divers, et les échantillons très laminés ne montrent presque plus rien au microscope, à cause de la recristallisation du calcaire. La calcite s'y présente alors en plages étirées dans la masse granuleuse de la pâte, elle est devenue fibreuse, les quartz clastiques ont parfois acquis une extinction roulante et sont toujours situés au centre d'amandes calciteuses très allongées. Il semble qu'au cours des compressions qui ont donné à la roche sa structure schisteuse, tout se soit passé comme si des décollements s'étaient produits autour des grains de quartz plus ou moins roulés dans la masse, et que de la calcite de néoformation soit venue combler immédiatement les vides ainsi produits. Il faut remarquer également que les rares Foraminifères conser-

1. C'est ce qui existe également pour la *scaglia* (Crétacé supérieur Dinarique à Rosalines), *scaglia* rouge à la base, *scaglia* grise au sommet.

vés ont subi le contre-coup de cet étirement; quelques-uns ont

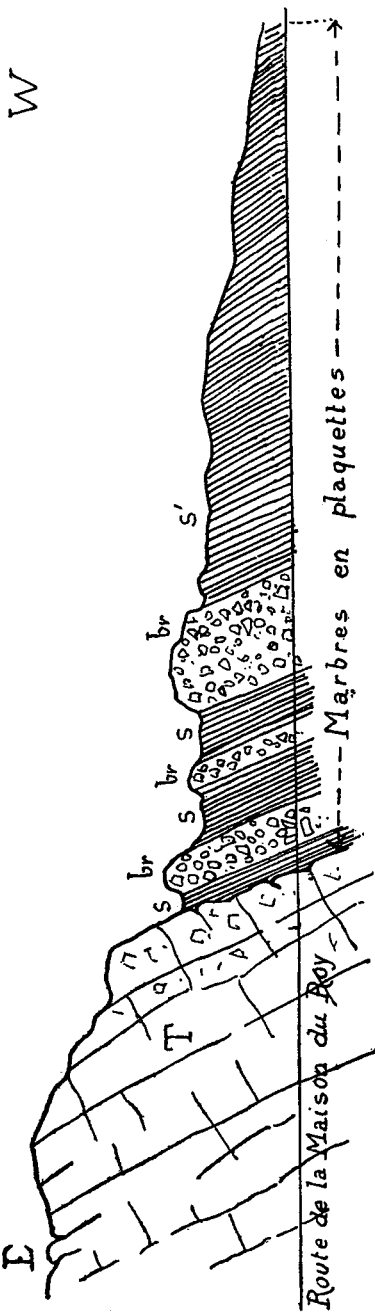


FIG. 1. — Coupe sensiblement E-W relevée le long de la route de Guillestre à la Maison du Roy (Queyras) et montrant la transgression des « marbres en plaquettes » accompagnés de brèches (br) sur les calcaires gris, plus ou moins bréchiformes à la partie supérieure, du Trias (T). (Série basale, subautochtone des nappes de la rive droite du Guil et du massif d'Escreins). s : schistes rouges et verts riches en Rosalines. — s' : schistes gris.

gardé leur coque qui s'est allongée dans le sens de la schistosité et, comme pour les quartz, de la calcite est venue occuper les deux pôles ainsi formés. Parfois, toute la calcite du test a disparu et, probablement à ses dépens, se sont élaborées des petites taches de calcite grenue plus ou moins allongées, suivant que l'organisme pré-existant était une Rosaline ou une Globigérine, et se détachant en clair sur le fond gris de la pâte (pl. XII, fig. 5). On peut d'ailleurs saisir tous les passages entre ces cas extrêmes, parfois complètement recristallisés, et les échantillons normaux où les microorganismes sont alors absolument intacts dans la boue consolidée qui constitue le ciment.

L'analogie avec les « Couches rouges » préalpines et avec certains faciès du Sénonien subalpin (région de Thônes, Haute-Savoie) est alors frappante¹. On sait que les études de M. J. de Lapparent sur le Crétacé supérieur du Pays Basque²

1. L. MORET. Présence de Crétacé supérieur à faciès « couches rouges » (faciès préalpin) dans l'autochtone des environs de Thônes (Haute-Savoie). (*Annales de l'Université de Grenoble*, T. I, n° 1, nouvelle série, 1924).

2. J. DE LAPPARENT. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye (*Mém. C. géol. Fr.*

ont attiré l'attention sur l'importance stratigraphique de la Rosaline de Linné ; cette forme pullule dès le Crétacé supérieur de nombre de régions et disparaît presque complètement après le Maestrichtien ; au Danien, elle a déjà abandonné la région Pyrénéenne. Toutefois, on la retrouve d'une façon sporadique dans le Nummulitique Alpin, ce qui n'a rien d'étonnant puisqu'elle prospère actuellement encore au large de l'île de Cuba. Ajoutons que nous n'avons jamais trouvé l'ombre de Rosalines dans les terrains Éocrétacés et Jurassiques et que toutes nos recherches dans ce sens ont été vaines. Aussi bien, l'abondance de ce Foraminifère dans les « Marbres en plaquettes », abondance d'ailleurs remarquée depuis longtemps, jointe à la présence de prismes d'Inocerames et à l'argument nouveau que nous allons maintenant développer, nous semblent suffisants pour affirmer l'âge Crétacé supérieur de la plus grosse portion de cette formation.

Caractère transgressif des Marbres en plaquettes. — L'étude des environs de Guillestre et de la vallée de la Durance aux abords de Saint-Crépin est à ce sujet très démonstrative.

La localité de Saint-Crépin était jusqu'ici citée comme typique en ce qui concerne le passage vertical du Jurassique supérieur aux Marbres en plaquettes. Or, l'examen détaillé de parties fraîchement mises à nu dans la carrière de l'Église nous a montré une lacune stratigraphique des plus significatives entre les deux formations. La partie supérieure du Jurassique de Saint-Crépin (faciès dit « Marbre de Guillestre ») est à l'état de gros bancs gris rosé, compacts. On y voit des sections d'Ammonites et, au microscope, une pâte granuleuse fine, criblée de Radiolaires et de *Calpionella Alpina* LORENZ (pl. XII, fig. 3). C'est sur la surface irrégulière, anfractueuse et même rubéfiée de ces bancs que viennent s'appliquer et s'injecter les grandes brèches transgressives de Marbres en plaquettes qui débent brusquement ici par des schistes rouges à Rosalines¹. Au-dessus passent insensiblement les calcschistes gris satinés, typiques.

Paris, 1918). Les analogies du Crétacé supérieur basque et des formations crétaées intraalpines sont nombreuses et les problèmes posés du même ordre ; c'est d'ailleurs avec juste raison que M. W. Kilian l'a fait remarquer en 1917, au moment de la publication du livre de M. J. de Lapparent, en insistant sur les fortes présomptions qu'il y avait de considérer les marbres en plaquettes comme néocrétacés. Cf. W. KILIAN : A propos des marbres en plaquettes des zones intraalpines Françaises (*CR. som. S. G. Fr.*, 4 juin 1917, p. 148).

1. Notons au passage, qu'au Grand Morgon, qui est une nappe issue de la bordure occidentale de la zone du Briançonnais (s. l.), les marbres en plaquettes, recouverts de Flysch, présentent également une allure transgressive (J. Boussac). Enfin, la montagne d'Autapie près Colmars, qui fait également partie du groupe

La vallée du Guil en amont de Guillestre est également intéressante. En effet, depuis les belles recherches et la coupe classique qu'en a donnée M. W. Kilian, on sait que cette région met en évidence les digitations frontales des nappes empilées du pays Briançonnais. Or la série basale, subautochtone (c'est-à-dire la plus occidentale si l'on déroule les nappes par la pensée), montre le long de la route du Quey-

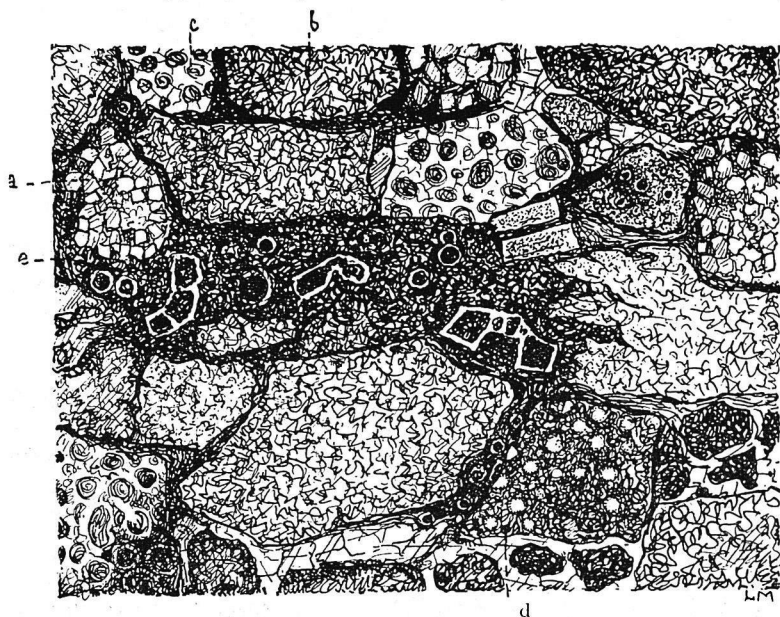


FIG. 2. — Brèche de la Madeleine (Massif d'Escreins). Ciment (e) de calcite très finement granuleuse avec Rosalines, Lagenas, Globigérines, prismes d'Inocerames, galets de calcaire triasique gris (b) ou dolomitique (a), de Lias oolithique (c), de Jurassique supérieur à Globigérines et Calpionelles (d). Les galets de Trias du type (b) sont de calcaire granuleux, ceux du type (a) montrent des rhomboédres de dolomie qui semblent s'être substitués à un calcaire granuleux du type précédent. $\times 30$.

ras (fig. 1) et sur les Calcaires gris du Trias, une suite de Marbres en plaquettes rouges et verts dont la base est envahie par des brèches à ciment gris, vert ou rose fleur de pêcher, marquées en Lias (Brèche du Télégraphe) sur la carte géologique à 1/80.000 et interprétées plus

inférieur des nappes Ubaye-Embrunais, est surtout formée de « Flysch calcaire » avec brèches très analogues à celles des marbres en plaquettes. C'est dans ces brèches que J. Boussac a trouvé *Orbitoides apiculata* et que l'un de nous (L. M.) a pu récemment récolter, avec de nombreux débris d'Inocerames, une section douteuse de Bélemnites, un Polypier (*Cyclocyathus* ?) et deux petites dents de Poissons, ce qui semble bien confirmer l'hypothèse de Boussac relative à l'âge Sénonien de la base du Flysch calcaire de cette région. Mais nous faisons toute réserve sur les conséquences qu'en a tirées cet auteur et qui consistent à considérer le Flysch calcaire comme une « formation compréhensive embrassant tous les niveaux depuis le Sénonien jusqu'à l'Auverisien inclusivement ».

tard comme l'équivalent du Jurassique supérieur. Ces brèches, également bien développées sur la rive droite du Guil, sous le village du Cros, passent plus au Sud, dans le massif d'Escreins, à des brèches d'épaisseur considérable à ciment rouge et intercalations rouges schistoïdes, que l'un de nous (F. B.) a désignées sous le nom de « Brèches de la Madeleine » et soupçonnées comme étant d'âge Crétacé¹. Leur étude micrographique nous a confirmé, suivant les points, l'existence plus ou moins grande de morceaux de Trias (calcaire gris et calcaire nankin), de Lias oolithique, de marbre de Guillestre, de *Jurassique à Calpionelles*, dans un ciment très fin, de couleur rouge, et où abondent les Rosalines (fig. 2). Ce sont les brèches de la Transgression néocrétacée. Quant aux schistes associés, leur microfaune est celle des Marbres en plaquettes typiques.

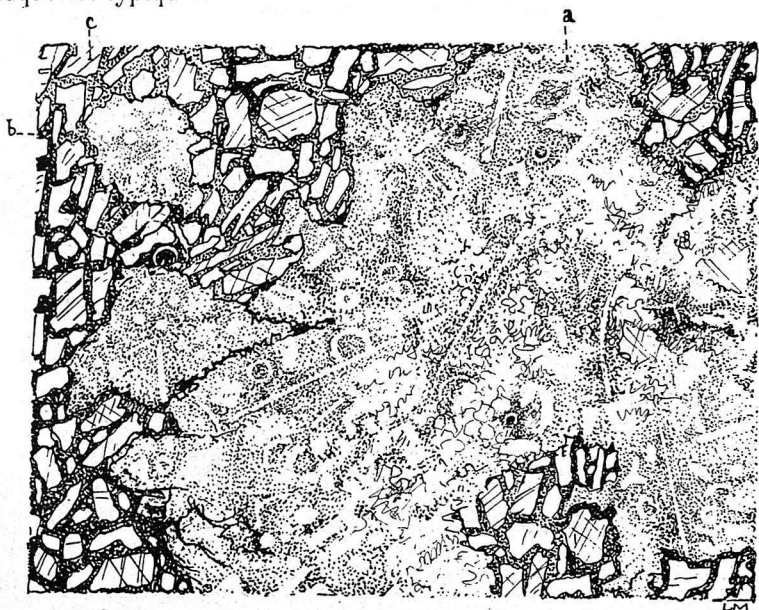


FIG. 3. — Marbre de Guillestre (Grande carrière de Guillestre). Faciès amygdalaire. Noyaux de calcaire granuleux fin à Globigérines et spicules de Spongiaires (a), délités rougeâtres (pseudociment) (b) avec corpuscules calcitiques indéterminés (c), et Globigérinidés. $\times 30$.

La nappe supérieure, d'origine plus interne, ne renferme plus de brèche ainsi que l'un de nous (F.B.) l'a déjà mis en évidence et la série y est analogue à celle de Saint-Crépin. Remarquons que la partie supérieure des Marbres de Guillestre présente parfois des intercalations de schistes rouges qui ont pu faire croire, lorsque les grosses assises grises à Radiolaires et Calpionelles sont absentes et que la transgres-

1. F. BLANCHET. Bull. des services de la Carte géol. de Fr., C. R. des Collaborateurs, 1922. N° 151, t. XXVII.

sion crétacée s'opère sur ces schistes, à un passage insensible du Jurassique aux couches rouges de base des Marbres en plaquettes ; or le microscope y décèle une microstructure bien différente ; ce sont des schistes semblables aux délits en pellicules rougeâtres qui cimentent les amandes calcaires rosées, compactes, du « Marbre de Guillestre » typique. Insistons quelque peu sur les caractères lithologiques de ce complexe, de façon à pouvoir en tirer des éléments de diagnostic.

Ces marbrés de Guillestre présentent deux termes assez constants : à la base, les marbres rouges et leurs schistes rouges, au sommet, les calcaires gris, compacts, à Radiolaires et Calpionelles. Ces derniers nous sont suffisamment connus. Quant aux marbres rouges, ce sont des marbres amygdalaires, présentant au microscope une structure

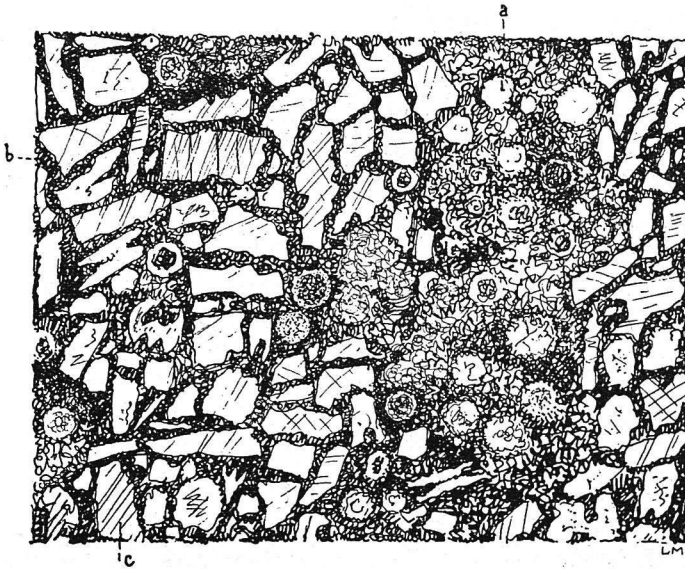


FIG. 4. — Schistes rouges intercalés dans la partie supérieure des marbres de Guillestre (grande carrière de Guillestre). Ciment de calcite granuleuse avec Radiolaires calcifiés (a) et corpuscules calciteux indéterminés (c) dans une pâte ferrugineuse (b). Remarquer l'analogie avec le pseudociment de la coupe précédente. $\times 30$.

assez curieuse (fig. 3) : les noyaux calcaires sont formés de calcaire granuleux fin avec Radiolaires, Globigérines, spicules de Spongiaires épars, comme organismes dominants. Un ciment rouge, souvent très réduit, également formé de calcite granuleuse, réunit ces noyaux, mais, outre qu'il est fortement pigmenté par de l'oxyde de fer, sa masse est encombrée de débris calciteux en grandes plages et de formes diverses : bâtonnets, parallélogrammes, triangles plus ou moins réguliers, fourches, etc. ; tous ces débris, à de rares exceptions près, présentent l'extinction en un seul temps, comme cela est le cas pour les fragments de Crinoïdes. Nous ne pensons pas d'ailleurs qu'il faille attri-

buer à ces organismes les débris du Marbre de Guillestre dont certains ont cependant une forme nettement organisée. Quoi qu'il en soit, la présence de ces corps indéterminés dans les schistes rouges, accompagnés en outre dans quelques cas de nids de Radiolaires (fig. 4), est suffisamment constante et caractéristique pour que l'on ne puisse pas confondre, au microscope, les schistes jurassiques et les schistes crétacés à Rosalines, lorsque, par suite d'une apparente continuité de ces formations sur le terrain, le doute est possible.

Conclusions. — 1°) Les *Marbres en plaquettes des régions étudiées* sont d'âge néocrétacé, ils sont transgressifs et prolongés vers l'Ouest par des lignes de brèche, lesquelles jalonnaient à l'époque une cordillère à peine émergée qui séparait le régime franchement pélagique de l'Est de celui un peu différent et symétrique du Dévoluy où le caractère transgressif du Crétacé supérieur est bien connu depuis les travaux de Ch. et P. Lory.

2°) Cette modalité du Crétacé supérieur Alpin est donc générale. Rappelons que le Sénonien des chaînes subalpines est transgressif, que les « couches rouges » des Préalpes et même, dans les Alpes orientales, les « couches de Gosau », le sont également.

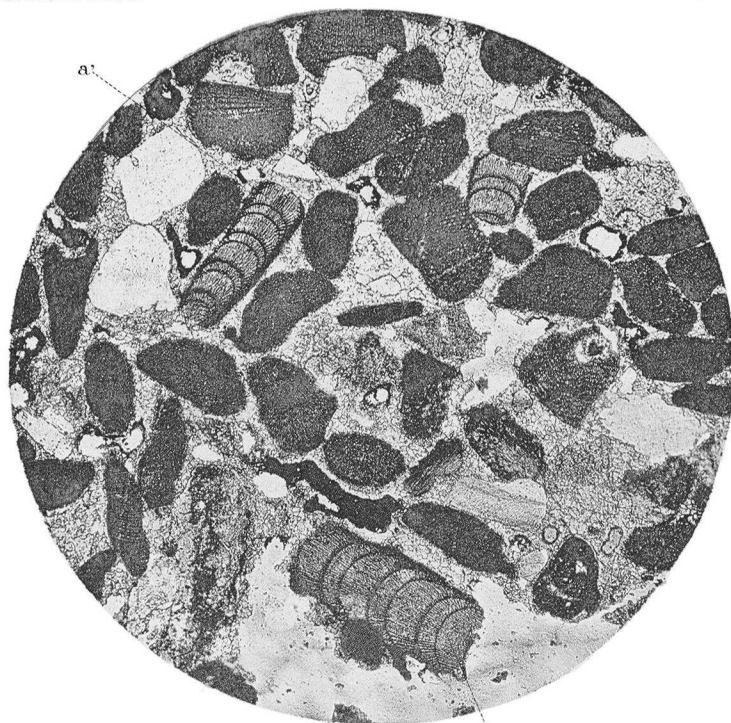
3°) La présence de Crétacé supérieur transgressif, analogue aux « couches rouges » des Préalpes Suisses, dans une zone où se retrouvent d'autres faciès de ces massifs (Dogger à *Mytilus*, Westphalien à plantes) renforce évidemment l'hypothèse si souvent exprimée par MM. W. Kilian et E. Haug, d'après laquelle la zone du Briançonnais constituerait la racine des nappes préalpines. Remarquons toutefois que les « couches rouges » préalpines sont transgressives sur le Néocomien ou sur le Jurassique, tandis que les marbres en plaquettes transgressent le Jurassique, le Lias, le Trias, et que l'existence de l'Éocrétacé dans la zone du Briançonnais est encore à démontrer.

4°) Enfin, la présence dans les *conglomérats éocènes de base* de la *quatrième écaille* (Col de la Pisse, Col de l'Eychauda) de galets de couches rouges à Rosalines étudiés par nous et qui se sont montrés absolument analogues aux couches inférieures des marbres en plaquettes du Briançonnais (pl. XII, fig. 2), s'accorde mal, *a priori*, avec l'hypothèse d'une origine lointaine de cet élément tectonique.

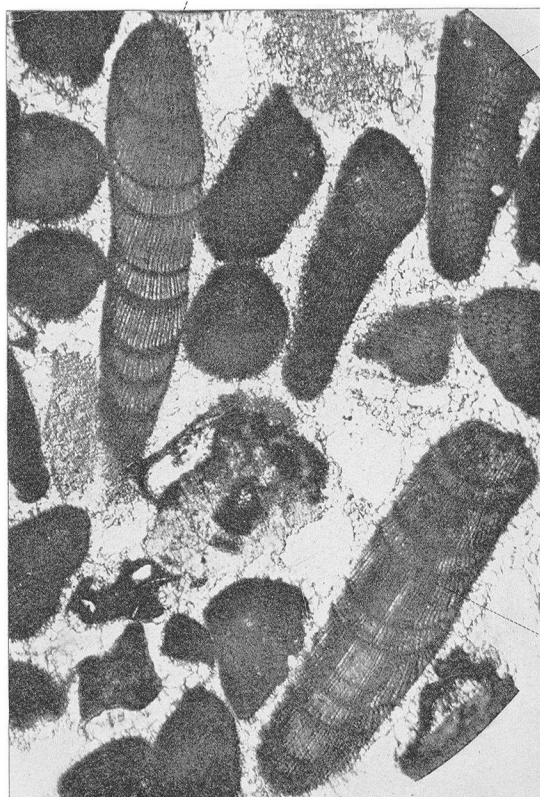
EXPLICATION DE LA PLANCHE XII

- FIG. 1. Couches rouges de la base des marbres en plaquettes de la route de Guil-
lestre à la Maison du Roy. Abondance des Rosalines, prisme d'Inocerame.
× 30.
- FIG. 2. Galet rouge des brèches de base de la « quatrième écaille ». Col de la Pisse
(Eychauda) montrant l'identité de faciès avec la préparation précédente.
× 30.
- FIG. 3. Calcaire gris rosé du Jurassique supérieur de Saint-Crépin. Radiolaires,
Calpionelles et spicules d'Éponges. C'est sur cette formation que trans-
gressent les marbres en plaquettes de la fig. 4. × 30.
- FIG. 4. Couches rouges de la base des marbres en plaquettes de Saint-Crépin.
Carrière de l'Église. × 35.
- FIG. 5. Couches grises faisant suite aux précédentes dans la coupe de Saint-Crépin.
Les Rosalines y sont en partie recristallisées. × 35.
- FIG. 6. Glôbigérines déformées par étirement. Le ciment granuleux est net.
Marbres en plaquettes, coupe de la route de Guillestre à la maison du
Roy. × 35.
-

1. X 30



2. X 55



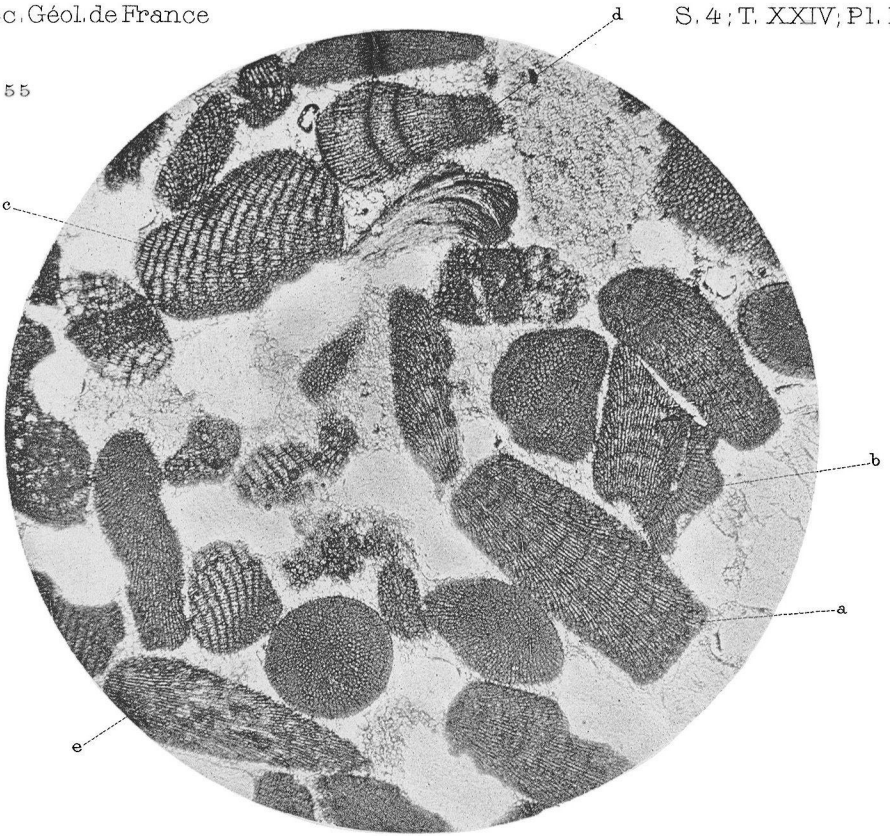
Clichés Ragot

3. X 55

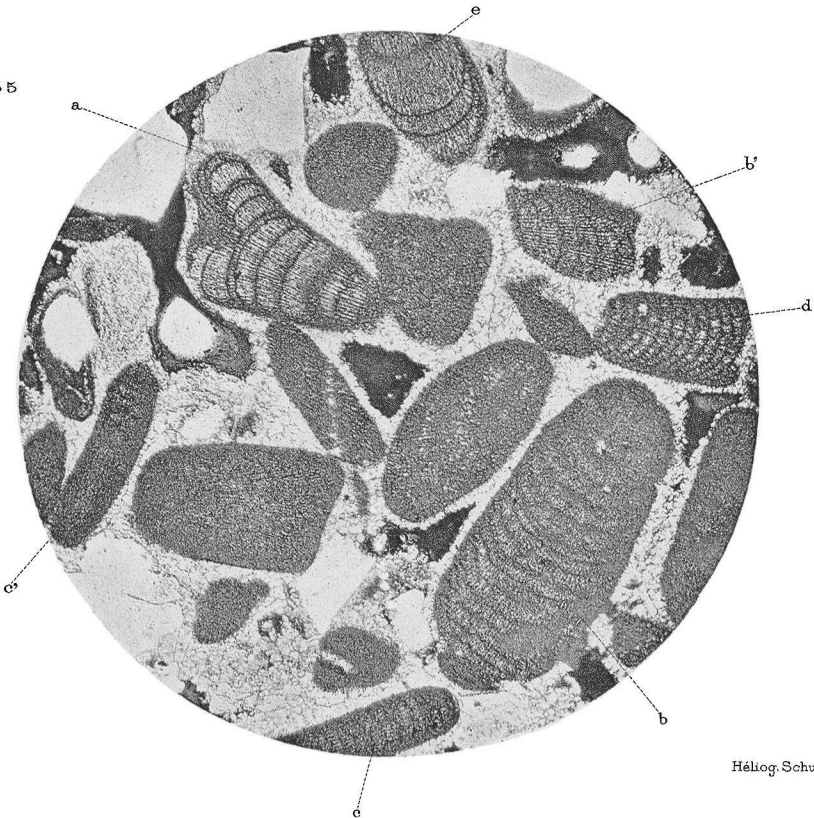


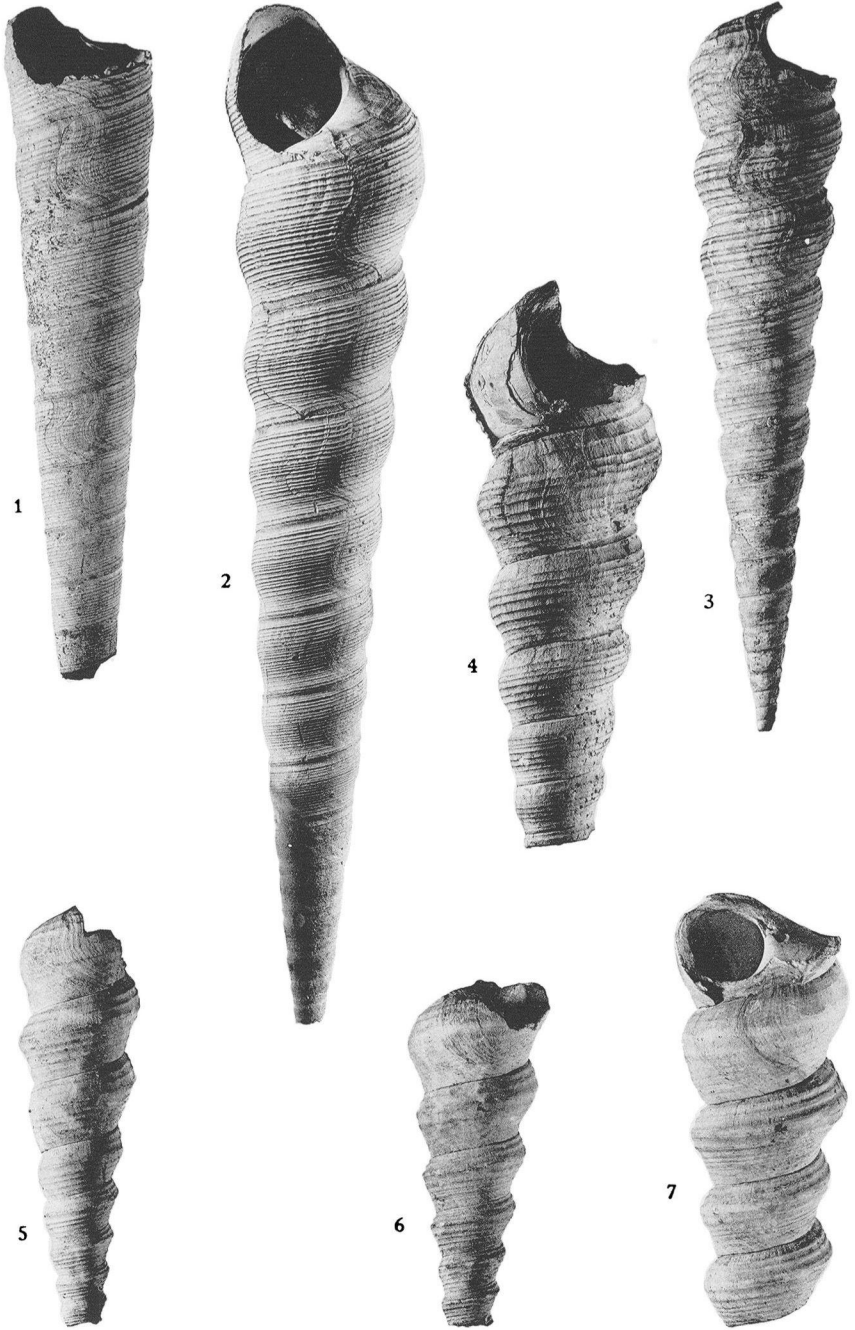
Héliog. Schutzenberger

1. x 55



2. x 55





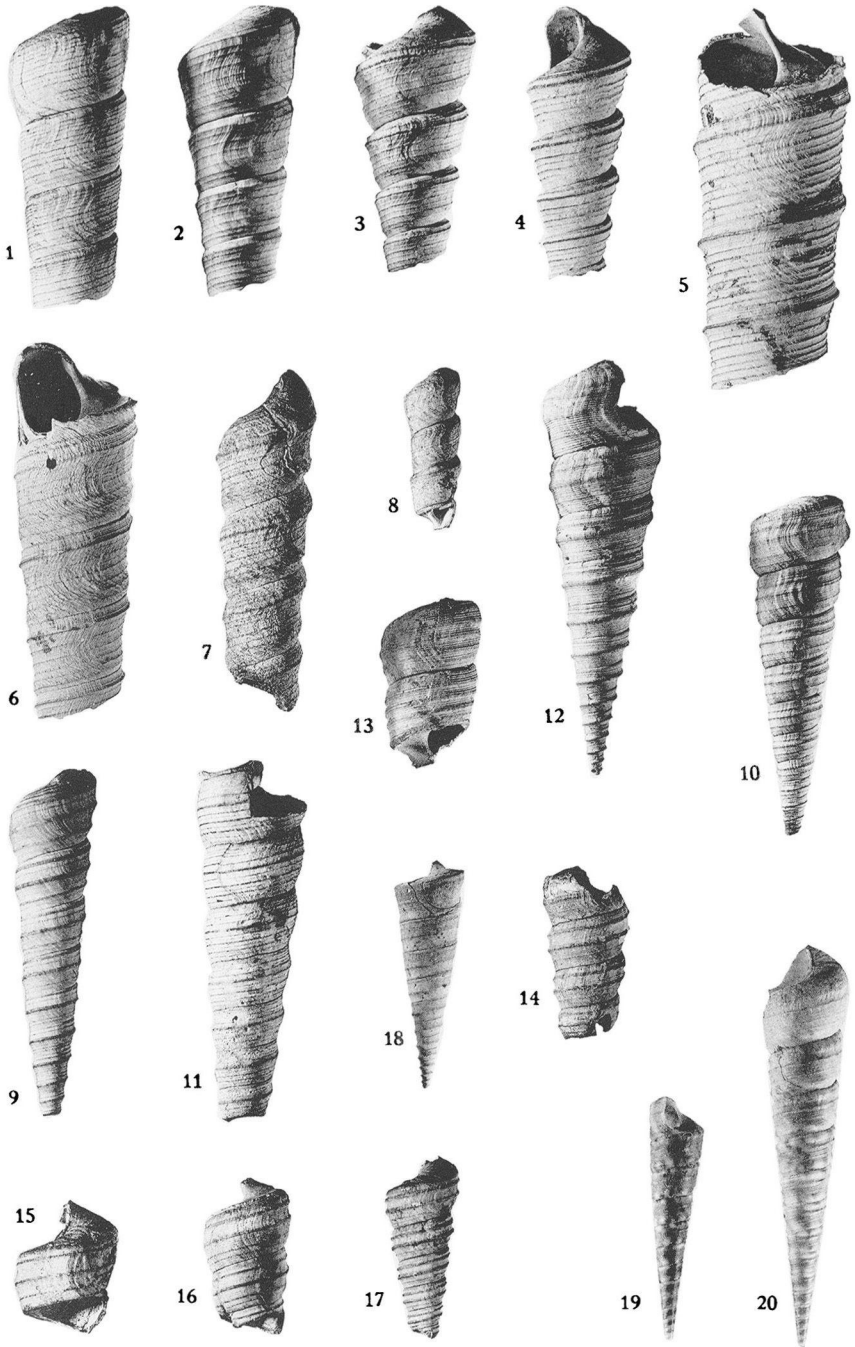
Cl. Huber, Inst. Géol. Strasbourg

Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris

NOTE DE Louis Guillaume

Bull. Soc. géol. de France

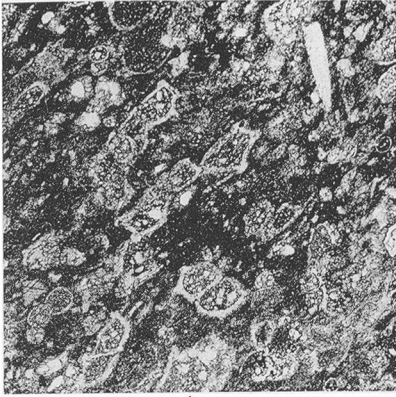
S. 4 ; t. XXIV ; pl. XI



Cl. Huber, Inst. Géol. Strasbourg



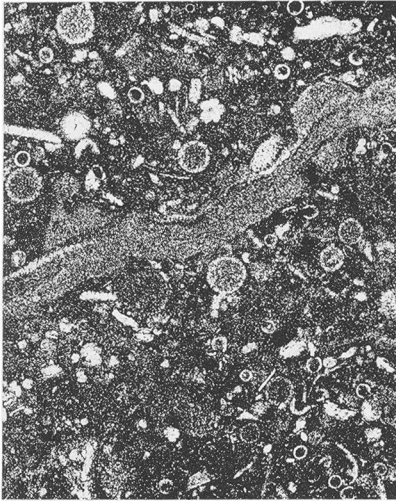
Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris.



1



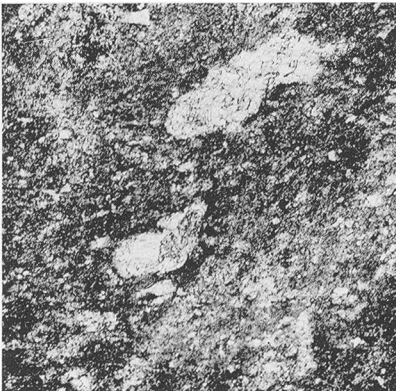
2



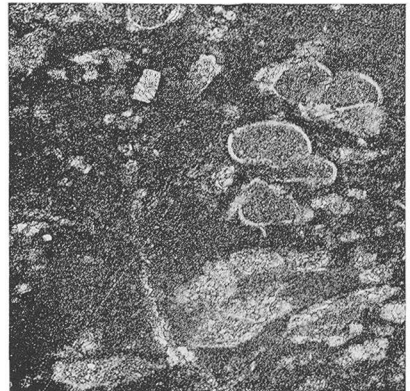
3



4



5



6

ERRATUM au tome XXIII

Bulletin (4), XXIII, 1923. G^{AL} DE LAMOTHE : Mollusques de l'argile à *Yoldia*, p. 158.

P. 160. La 2^e espèce du tableau : *Modiolaria nigra*, doit être précédée d'une astérisque.

P. 160. Remarques : 2^e ligne, au lieu de Frielle, lire Friele.

3^e ligne, au lieu de Christiana 1992, lire Christiania
1902.

P. 161, 3^e colonne, ligne 22, supprimer le renvoi 1 après Hellebock.

LES ANCIENNES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE. ÉVOLUTION TECTONIQUE DU RELIEF DES VOSGES MÉRIDIONALES ET ORIGINE DU BARRAGE DE NOIR GUEUX

PAR LE GÉNÉRAL de Lamothe¹.

PLANCHE XII *bis*.

INTRODUCTION ET PLAN DU MÉMOIRE

En 1897 et en 1901², je m'étais borné à définir sommairement les phénomènes de transport qui se sont succédé dans le bassin de la Haute-Moselle depuis la fin du Pliocène ancien jusqu'à l'époque actuelle. Ces deux notes devaient être suivies d'une étude détaillée, accompagnée d'une carte et d'un catalogue comprenant près de 600 erratiques observés et échantillonnés par moi, et dont la plupart ont disparu.

Bien que cette étude, retardée par des causes diverses, soit à peu près terminée, il m'est difficile de prévoir l'époque où il sera possible de la publier, et j'ai pensé qu'il y aurait intérêt à en détacher le chapitre consacré aux terrasses régulières de la vallée de la Moselle en amont d'Épinal, au milieu desquelles est encastrée la digue de Noir Gueux. Cet accident topographique a été, en effet, depuis près de quatre-vingts ans, considéré par divers géologues comme une preuve irrécusable du moulage en glace de la partie méridionale des Vosges, et en particulier du bassin de la Haute-Moselle, jusqu'à 40 km. de la crête. Je montrerai que cette interprétation ne résiste pas à une étude minutieuse, et qu'elle doit être écartée ; la seule explication rationnelle repose sur l'intervention de causes tectoniques, dont j'ai défini le rôle dans une note récente³.

La première partie de ce mémoire reproduit, avec quelques modifications de détail, les conclusions de mes travaux antérieurs concernant la succession des phénomènes de transport qui ont eu

1. Note présentée à la séance du 23 juin 1924.

2. DE LAMOTHE. Note sur les terrains de transport de la Haute-Moselle. *B. S. G. F.*, (3), XXV, 1897. — *Id.* Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *B. S. G. F.*, (4), I, 1901.

3. Évolution tectonique du relief des Vosges méridionales pendant le Quaternaire et solution du problème de Noir Gueux. *CR. Ac. Sc.*, 16 juin 1924.

lieu dans les Vosges ; elle indique en outre les particularités topographiques les plus importantes que l'on constate dans le lit de la Moselle et de ses affluents.

Les deuxième et troisième parties sont consacrées à la description des alluvions fluviales qui occupent le fond de la vallée entre Arches et Noir Gueux, et des dépôts lacustres qui leur correspondent entre Noir Gueux et les barrages rocheux.

La quatrième partie met en évidence les relations qui existent entre les nappes régulières des environs d'Épinal et celles de la région Arches-Noir Gueux.

Dans la cinquième partie, je démontre l'origine tectonique des vallées vosgiennes.

La sixième partie a pour objet la réfutation de l'hypothèse de l'intervention des glaciers dans la formation du barrage de Noir Gueux.

Enfin, dans la septième partie, j'ai cherché à préciser les relations existant entre la série des mouvements tectoniques qui ont donné au bassin de la Haute-Moselle et aux Collines sous-vosgiennes leur relief actuel, et les phénomènes de transport observés. La formation des vallées est la résultante de ces mouvements, et celle du barrage de Noir Gueux en est la dernière manifestation ¹.

PREMIÈRE PARTIE. — OBSERVATIONS PRÉLIMINAIRES

I. PHÉNOMÈNES DE TRANSPORT QUI ONT EU LIEU DANS LA HAUTE-MOSELLE ANTÉRIEUREMENT A LA FORMATION DES NAPPES ALLUVIALES RÉGULIÈRES.

Diluvium granitique. — C'est le terrain de transport le plus ancien constaté dans les Vosges méridionales.

Dans ma note de 1897, j'avais groupé sous ce nom les débris erratiques anguleux ou roulés, de toutes grosseurs, que l'on trouve sur les pentes et plateaux du bassin de la Haute-Moselle ; je le réserverai à l'avenir aux débris anguleux ou ne présentant aucune trace d'usure par les eaux courantes, très souvent altérés, que l'on rencontre principalement sur les sommets couronnés par le Grès vosgien, et qui, en raison de leur nature pétrographique et de l'éloignement de leurs affleurements, doivent être

1. Cartes à consulter : Carte géologique des Vosges par DE BILLY, 1848 : feuilles d'Épinal et de Lure à 1/80 000. Carte géologique détaillée : mêmes feuilles 1893 et 1911. Cartes topographiques à 1/50 000 : feuilles d'Épinal, Bruyères, Gérardmer. Remiremont, Bussang, ballon d'Alsace. — Levés réguliers à 1/10 000 et 1/20 000 du bassin de la Haute-Moselle.

considérés comme *erratiques*, parce qu'ils n'ont pas pu dans l'état actuel du relief, être transportés sur leurs emplacements par la seule action des eaux courantes. On verra dans la septième partie, qu'il n'est pas possible d'expliquer ce transport par l'intervention des glaciers, et qu'il doit être contemporain de la surrection de la chaîne au début du Post-Pliocène.

Alluvions erratiques. — Entre la Vologne et la Moselle, et sur les hauteurs qui bordent la rive gauche de la Moselle, il existe sur les pentes et plateaux, jusqu'à plus de 300 m. au-dessus du fond des vallées, d'innombrables galets et petits blocs, souvent remarquablement roulés; ils sont plus récents que les précédents, et sont, pour la même raison, erratiques comme eux. Le fait caractéristique, c'est que ces débris, le plus souvent isolés, mais formant parfois des amas plus ou moins considérables, se montrent non seulement sur les plateaux (Haut du Tôt, Champdray, etc.), mais encore sur des cols étroits (cols du Beluet, de Girmont, du Mont de Fourche, de la Demoiselle, de Bellevue au-dessus de Saint-Nabord, de la Mousse, etc.), et sur des crêtes également très étroites et bordées de pentes plus ou moins rapides (crête entre Château-Lambert et le Fort de Rupt)¹; cette situation topographique exclut à priori l'intervention des glaciers.

Bien que ces alluvions se lient, au voisinage du fond des vallées, aux alluvions des terrasses, il me paraît utile de les distinguer sous le nom d'*Alluvions des pentes et plateaux*, ou, pour abrégé, d'*Alluvions erratiques*.

Anciens deltas du lac de la Haute-Moselle. — On trouve un peu en dessus du fond d'un grand nombre de vallées, des amas puissants de sable et de galets, dont les éléments ont été, dans beaucoup de cas, empruntés aux Alluvions erratiques; ils sont disposés en gradins étagés, et présentent la structure caractéristique des *deltas lacustres* (Sablons de Bussang, du Thillot, de Remenvillers, de Rupt, de Travexin, etc.). J'avais admis en 1897 que ces deltas s'étaient formés dans un lac contemporain de la nappe de Pouxoux, dont le niveau se serait élevé au début à 620 m. et se serait abaissé successivement à 565, 540, 496, 460 m. et finalement à 405. Je montrerai dans ce mémoire que ce lac, que je désignerai sous le nom de *lac de la Haute-Moselle*, a en réalité disparu après le niveau de 460 m. et qu'il est antérieur

1. L'abondance des débris roulés sur les hauteurs des Vosges a été signalée autrefois par ROZET (Description géologique de la région ancienne de la chaîne des Vosges, Paris, 1834), et par PÉRON (Des métamorphoses et des modifications survenues dans certaines roches des Vosges. *Congrès scientifique de France*, 1837). Fromherz a constaté le même fait dans la Forêt Noire (Geognostische Beobachtungen über die Diluvial Gebilde des Schwarzwaldes 1842).

à la nappe alluviale de 59 m. ; quant au lac 403, qui est beaucoup plus récent, il doit son origine à des causes très différentes qui seront exposées dans ce mémoire.

Alluvions anciennes des terrasses régulières. — Je rappellerai que dès 1901, j'ai démontré que les terrasses de la Moselle à Épinal étaient les témoins de nappes alluviales formées sous l'influence des oscillations eustatiques de la ligne de Rivage ; on verra que seules les trois nappes les plus récentes se sont étendues jusqu'à Noir Gueux ¹.

II. OBSERVATIONS SUR LE LIT DE LA MOSELLE ET DE LA MOSELOTTE.

1° MOSELLE (fig. 1 et 2). — Entre sa source et Épinal, la Moselle traverse des régions très différentes au point de vue topographique et au point de vue des alluvions anciennes qui s'y trouvent.

a) Jusqu'au Thillot, elle coule dans une vallée étroite, sinueuse, à fond rocheux ; sa pente moyenne atteint 1,5 ‰ en amont de Bussang et s'élève progressivement à 10 ‰ ².

b) Au Thillot, la vallée s'élargit brusquement, et jusqu'au voisinage de Maxonchamp conserve une largeur de 6 à 700 m. (900 m. à la Roche) ; les flancs sont rectilignes et parallèles sur de grandes étendues ; la pente moyenne est de 0,46 ; le fond est nivelé par des alluvions d'épaisseur inconnue, sauf sur trois points séparés par des distances de 2 à 4 km. (Ramonchamp, Ferdrupt, les Meix), où surgissent au-dessus de la plaine alluviale des rochers assez rapprochés pour

1. Dans ce mémoire, je désignerai les terrasses régulières de la Haute-Moselle par les altitudes entre lesquelles elles sont comprises : 18-20 m., 30-32 m., 58-60 m., 100 m., ou simplement par la moyenne de ces nombres : 19, 31, 59, 100 mètres.

Pour les lignes de Rivage citées, j'ai adopté les altitudes indiquées dans mon mémoire sur les lignes de Rivage du Sahel d'Alger (*Mémoires S. G. F.*, 4^e série. I, mémoire n° 6) ; elles sont représentées par les nombres 19, 31, 60, 103, 148, 204, 265, 325 mètres.

Les altitudes indiquées dans ce mémoire sont rapportées au niveau actuel de la mer, et par conséquent quand il s'agit de phénomènes antérieurs à la ligne de Rivage actuelle, elles n'indiquent l'altitude au-dessus de la mer contemporaine qu'après une correction variable dans chaque cas.

Un certain nombre de cotes sont suivies des décimales qui les accompagnent, soit sur les levés réguliers, soit dans les documents du Nivellement Général ; on pourra ainsi se rendre compte de leur valeur, et dans le premier cas il sera facile de retrouver les points auxquels elles se rapportent.

2. Dans ce mémoire, les pentes sont exprimées en mètres et rapportées à l'hectomètre ; pour les cours d'eau, elles sont calculées en faisant abstraction des méandres ; cette manière d'opérer est nécessaire pour permettre de comparer les pentes des terrasses à celles du lit actuel. Les cotes ont été relevées pour la plupart sur les levés réguliers, basés sur le Nivellement Bourdaloue ; elles sont par suite trop fortes de 0 m. 45 environ ; celles suivies des lettres N. G. proviennent du Nivellement Général. Quelques cotes de la Moselle (la Gosse, la Vierge, Ponts d'Archettes, de Jarménil et de Remiremont) m'ont été communiquées par le Service des Ponts et Chaussées, ainsi que les cotes du plafond de la rigole d'alimentation du canal de l'Est.

barrer presque complètement la vallée, en ne laissant à la rivière qu'un passage étroit et sinueux. Les altitudes de ces rochers croissent assez régulièrement vers l'amont, en se maintenant à 20-30 m. au-dessus du thalweg, ce qui semblerait indiquer qu'ils représentent les débris d'un ancien lit, plus élevé de cette quantité. Ce qui confirme cette hypothèse, sur laquelle je reviendrai plus loin, c'est que ces rochers portent souvent des traces de polissage par les eaux courantes, et sont recouverts par des galets très roulés ; les dépressions à fond plat qui les séparent correspondraient dans ce cas à des parties effondrées. On remarque que les pointements rocheux font défaut entre Rupt et la Roche, où la vallée atteint sa plus grande largeur.

c) Un peu en aval de Maxonchamp, la vallée qui s'était resserrée près des Meix s'élargit de nouveau et conserve jusqu'à Archettes une largeur de 800 à 1200 m. ; les flancs sont rectilignes et parallèles, le fond est plat et nivelé par des alluvions. En amont de Noir Gueux, le rocher n'affleure nulle part dans le lit même ; mais sur plusieurs points, dans la plaine alluviale ou sur les terrasses qui la bordent, on voit surgir des rochers granitiques plus ou moins étendus : entre la Poirie et Vécoux (20-25 m. de hauteur), dans le hameau de Pont (bosse de 4-5 m.), aux Traits de Roche (pitons de 20-25 m.), à Saint-Étienne (25 m.), un peu en aval du pont de Remiremont sur la rive droite (2 rochers de 6-7 m.), au Sud de Méhachamp (plateau de 10-12 m.), en face sous Saint-Nabord (piton isolé de 25 m.), piton de la Broche (29 m.), rocher de Noir Gueux sur la rive droite (43 m.) (c fig. 3 et fig. 5)¹.

En aval de Noir Gueux, le rocher affleure dans le lit même sur deux points au moins. Le *premier* se trouve entre le débouché de la Suche et Noir Gueux ; il est visible aux basses eaux. La rivière, large de 40-50 m. coule pendant près de 200 m. entre deux murailles rocheuses ; sur la rive gauche, en face du débouché de la Suche, le gneiss perce le talus des terrasses et s'élève à une quinzaine de mètres (rocher de la Suche, e. fig. 2, 3 et 4) ; sur la rive droite, l'embouchure est dominée au Nord, par un piton rocheux de même nature (rocher de Nexixard) qui s'élève à 47 m. environ. Au delà, jusqu'à Jarménil, le rocher n'apparaît nulle part ; il semble toutefois difficile d'expliquer le tracé du grand méandre que décrit la Moselle près d'Eloyes, si l'on n'admet pas son existence sur les talus qui limitent au Sud les terrasses de la rive gauche.

Le *deuxième* affleurement se trouve en aval de Jarménil. Près du village, le gneiss qui à l'Est de la faille d'Eloyes s'élève à près de 700 m. sur la rive droite, disparaît et est remplacé par le Grès vosgien en couches sensiblement horizontales. Ce grès fait partie d'une bande de 4 km. de largeur, orientée NE-SW, comprise entre les failles de la Vologne et de la Niche, en amont, de Mossoux en aval, et qui traverse la vallée perpendiculairement à sa direction ; il en occupe également le fond sur toute sa largeur en restant à une cote voisine de 353, jus-

1. Une partie de ces rochers n'est pas indiquée sur les cartes.

qu'à 2 km. en aval du confluent de la Vologne, où il se termine à une falaise transversale de 4-5 m., située à peu près dans le prolongement de la vallée de la Niche ; au delà, il forme encore le fond de la vallée jusqu'à la faille de Mossoux, mais son altitude est plus faible, et ne dépasse pas 345 au débouché de la Niche. Il en résulte que la Moselle qui coule à la surface du grès, en aval de Jarménil, a été obligée, pour racheter la différence de niveau qui sépare les deux sections de son lit, de creuser une gorge étroite dans laquelle elle s'enfonce par une série de rapides connus sous le nom de Saut-du-Broc.

La pente moyenne de la rivière est de 0,36 entre Maxonchamp et le Pont de Remiremont, de 0,12 entre ce Pont et Noir Gueux, de 0,28 entre Noir Gueux et le Pont de Jarménil ; au delà du Saut, elle tombe à 0,22. La réduction de la pente entre Remiremont et Noir Gueux est due à la présence de rochers dans le lit près de la ferme ; il est possible toutefois qu'elle soit en partie attribuable à ce fait que le lit qui est très étroit est encombré de blocs volumineux (2-3 mc.) de gneiss, granulite, granite, descendus des hauteurs de Fossard, qui l'ont relevé de quelques mètres. C'est un phénomène semblable à celui signalé depuis longtemps dans l'Enns, et qui rappelle le bombement de la Saône en aval de Villefranche et du Rhône près de Valence ¹.

d) En aval d'Archettes, la vallée se rétrécit brusquement et la Moselle pénètre dans l'étroit et sinueux défilé de Dinozé qu'elle suit jusqu'à Épinal ; le granite réapparaît dans le fond de la vallée à partir de la faille de Mossoux, et s'élève à 40-50 m. au-dessus du thalweg ; il forme au pied des pentes des gradins recouverts d'alluvions qui se rapprochent parfois au point de ne laisser à la rivière qu'un passage de quelque dizaine de mètres ; un peu en aval de Saint-Laurent, il est de nouveau remplacé par le Grès vosgien.

Le granite affleure dans le lit en face de Soba ² ; des sondages récents ont montré qu'il se trouvait à 1 m. 50 en dessous de l'étiage au pied de la Vierge ³, et que le Grès vosgien se rencontrait à la même profondeur sur trois points en aval du Pont de la Loge Blanche. Mais on ne peut pas conclure de ces données que le lit est complètement barré par le rocher, car un autre sondage exécuté à 4-500 m. en amont de celui de la Vierge n'a traversé que des sables et des galets sur une profondeur de 11 m. sans atteindre le rocher. Il est donc vraisemblable que le lit du maximum d'érosion consécutif à l'abaissement de la ligne de Rivage de 19 m. à 30-40 m. en-dessous du niveau actuel ⁴ est des-

1. G^{nl} DE LAMOTHE. Les anciennes nappes alluviales du Rhône et de l'Isère dans la région de Valence. *B. S. G. F.*, (4), XV, 1915, p. 6.

2. Lieu dit : « Chez Guyon » sur les anciennes cartes.

3. J'avais, en 1901 (p. 318), admis pour cote de l'étiage au pied du promontoire de la Vierge, la cote 329 m., en me basant sur les levés réguliers ; la cote réelle d'après le Service des Ponts et Chaussées est 326,45 au pied du barrage de Saint-Laurent, vis-à-vis de l'usine Hartmann.

4. G^{nl} DE LAMOTHE. Les anciennes nappes alluviales et lignes de Rivage du bassin de la Somme. *B. S. G. F.*, (4), XVIII, p. 58, 1918. — *Id.* Les anciennes nappes alluviales de la vallée du Rhône en aval de Lyon. *B. S. G. F.*, (4), XXI, pp. 100-105, 1921.

cendu au moins à 11 m. en dessous de l'étiage à Saint-Laurent, mais qu'en amont il se relevait progressivement jusqu'à Archettes. Pendant la période de remblai qui a suivi, *et qui dure encore*, ce lit très étroit, qui était un véritable *cañou*, a été remblayé jusqu'au niveau actuel, et la pente du lit final s'est mise en concordance avec celle du lit en aval d'Épinal.

La pente moyenne en aval d'Archettes décroît, en effet, avec une grande régularité jusqu'à la mer du Nord; elle est de 0,21 entre Archettes et la Gosse, de 0,16 entre la Gosse et Pont Saint-Vincent, et de 0,07 jusqu'au confluent de la Meurthe; entre Metz et la Sarre elle est de 0,04, et entre la Sarre et le Rhin de 0,036; en aval du confluent, elle s'abaisse à 0,023 entre Bonn et Cologne, à 0,017 jusqu'à Dusseldorf, à 0,006 jusqu'à la frontière de Hollande.

Quelque approximatives que soient ces données, la régularité avec laquelle décroissent les pentes, indique que le profil de la Moselle doit différer très peu du profil d'équilibre correspondant au niveau de base actuel, et aux conditions d'écoulement des eaux dans tout le bassin. On ne doit pas perdre de vue toutefois que ce profil, concave dans son ensemble et dans les grandes sections, ne l'est pas nécessairement dans les sections de *faible étendue*, où les pentes peuvent être modifiées par des causes accidentelles, permanentes ou temporaires: apports latéraux, résistance inégale du substratum, changements brusques de largeur du lit, etc.

Le profil d'équilibre ne remonte pas actuellement au delà d'Archettes, et le Saut-du-Broc constitue pour la région en amont, un niveau de base provisoire plus élevé de 6 m. environ. C'est un fait qu'il importe de ne pas perdre de vue quand on cherche à comparer les altitudes des terrasses en amont et en aval du Saut.

2^o AFFLUENTS DE LA MOSELLE. — *Moselotte*. — La haute vallée présente les mêmes caractères que celle de la Moselle (fig. 2). Au débouché des gorges rapides issues de la ligne de faite (pente 2 ‰ entre la Bresse et Cornimont), il existe en aval de Cornimont un petit bassin à fond plat, barré partiellement par des rochers qui forment sur la rive droite un gradin très net, élevé d'une quarantaine de mètres; un autre bassin plus vaste, également à fond plat, s'étend sur 3 à 4 km. entre Saulxures et les Graviers. A partir de ce hameau, le fond de la vallée est occupé sur près de 3 km. par des rochers qui le dominent de 20-40 m., et à travers lesquels la rivière a dû se creuser un étroit passage; ils sont recouverts par des galets très roulés, qui sur la rive gauche, au Sud de la station de Thiéfosse, s'élèvent à la cote 450 environ, soit 30 m. environ au-dessus de la rivière.

A Zainvillers, la vallée s'ouvre brusquement, les rochers disparaissent, et la Moselotte coule jusqu'à son confluent dans une vallée à fond plat, large de 1 km. environ et nivelée comme celle de la Moselle par des alluvions probablement assez épaisses. Dans le lit même, le rocher n'affleure nulle part, sauf peut-être près du pont de Bréhaviller; mais,

au pied des pentes, sur les deux rives, il existe une série de pointements rocheux qui semblent avoir fait partie d'un ancien lit plus ou moins continu, plus élevé de 10-25 m. que le thalweg actuel, et sur lesquels on trouve parfois de nombreux galets roulés. Je citerai : sur la rive gauche, les rochers de la gare de Vagney (5-6 m. au-dessus de la rivière), du Chanois (12 m.), de la gare de Peccaviller (8-12 m.), de la halte de Dommartin (8 à 9 m.) (c, fig. 7) ; sur la rive droite, les rochers isolés entre Vagney et Zainvillers (6-12 m.), ceux du débouché du Cleurie (10-30 m.), d'Autrive et de Celles (8-20 m.), etc.

La pente de la Moselotte est de 0,57 entre Saulxures et Thiéfosse, de 0,47 entre Thiéfosse et Vagney, de 0,18 en aval jusqu'au confluent de la Moselle.

Cleurie. — La rivière, entre le Reinbrice et Bémont, coule au fond d'une vallée étroite, qui, près de son débouché, est fermée par un massif rocheux qu'elle est obligée de franchir en faisant une chute verticale d'une quinzaine de mètres (Saut-de-la-Cuve) ; le seuil est à la cote 415, mais il a été plus élevé d'une dizaine de mètres, et le barrage est recouvert par une nappe de galets roulés qui s'élève à 427 m. environ. Cette nappé peut être suivie en aval sur les deux rives et notamment sur la rive droite, où elle se termine près de Saint-Amé à une altitude de 420 m. (20 m. au-dessus du Cleurie). Un peu en amont du Saut, il y a des terrasses alluviales qui atteignent 440-445 m. La pente du Cleurie entre le Tholy et le Saut est de 1,4 %.

Bouchot. — Le débouché est en partie obstrué par des rochers ; le lit qui est à 403 au Pont de Vagney se relève très rapidement ; il est déjà à 438 au Pont de Sapois (2 km. en amont).

Vologne. — Son confluent se trouvant très en aval de Noir Gueux, il me paraît inutile d'en parler ici.

Il résulte de ce qui précède qu'au point de vue topographique, le bassin de la Haute-Moselle comprend trois sections distinctes. En amont, les deux vallées principales sont pendant une vingtaine de kilomètres à partir de la crête, étroites, sinueuses, rapides et encombrées de rochers que séparent des dépressions de faible étendue ; cette section se termine aux barrages des Meix, de Zainvillers, du Saut de la Cuve, dont le pied aval se trouve sensiblement à la même altitude : 411 à Maxonchamp, 408 à Zainvillers, 400 au Saut-de-la-Cuve. Une section très élargie, à fond plat, à versants parallèles, succède à la précédente ; elle s'étend sur près de 20 km. jusqu'au défilé de Dinozé, où commence la troisième section, qui est étroite, sinueuse et à fond plus ou moins rocheux. Le contraste entre les trois sections est donc complet, au point de vue topographique ; il se manifeste également au point de vue des alluvions anciennes.

En amont des barrages, le développement de ces alluvions présente des variations considérables ; dans la Moselle, en aval du

Thillot, il n'existe que des terrasses fluviales peu élevées (7-10 m.), très étroites et discontinues (Ramonchamp, Ferdrupt, les Meix); dans la grande dépression de Saulxures, ces terrasses semblent même faire défaut. Ce faible développement est d'autant plus frappant que dans les vallons latéraux, et même dans les vallées principales en amont du Thillot et de Cornimont, il existe jusqu'à l'altitude de 620 m. de puissants amas de sable et de graviers disposés en gradins étagés qui se sont déposés dans le lac de la Haute-Moselle. Au-dessus du niveau de 620 m. on trouve des alluvions dont le caractère torrentiel est bien marqué, et qui présentent également un grand développement dans quelques vallons (Chajoux, collines de Vologne). Dans la vallée de Cleurie, les alluvions très réduites entre Saint-Amé et le Tholy, ont formé en amont les puissants amas du Tholy, du Beillard et de Cresson, dont l'origine est également lacustre.

En aval des barrages, au contraire, et jusqu'à l'entrée du défilé de Dinozé, les alluvions anciennes sont remarquablement développées; les vallées de la Moselle et de la Moselotte sont bordées par de vastes terrasses, dont la base est au niveau de la plaine alluviale. Leur mode de formation et leurs caractères topographiques sont très différents en amont et en aval de Noir Gueux; en amont, elles sont le plus souvent discontinues, et représentent des deltas formés sur les bords d'un lac dont l'altitude initiale était voisine de 405 m.; en aval, elles ont occupé autrefois toute la largeur de la vallée et ont une origine fluviale. Ces dernières commencent brusquement à Noir Gueux par un grand talus très rapide de 45 m. de hauteur, qui s'étend transversalement d'une rive à l'autre sur près de 1200 m., interrompu seulement par l'étroite coupure au fond de laquelle coule la Moselle (fig. 2, 3, 4 et 5); son tracé présente une concavité prononcée vers le Sud et son bord supérieur est couronné par une sorte de chaussée qui s'élève de quelques mètres au-dessus de la surface générale des terrasses en aval; un espace vide de plusieurs centaines de mètres de longueur, sépare ce talus des premiers deltas situés en amont.

C'est cette forme topographique remarquable que Hogard a assimilée à une moraine et a décrite sous le nom de *moraine de Longuet*; pour éviter toute confusion, je l'ai désignée sous le nom de barrage de Noir Gueux, en réservant le nom de *digue* à la partie supérieure¹.

Dans le défilé de Dinozé, les alluvions sont représentées par

1. Note de 1897, p. 400; le hameau de Longuet repose sur un delta bien caractérisé.

des terrasses fluviales, étroites, discontinues, dont la base repose sur des rochers auxquels elles doivent leur conservation.

En résumé le contraste est complet entre la zone médiane de la Haute-Moselle et les deux autres.

DEUXIÈME PARTIE. — ÉTUDE DES TERRASSES DU FOND DE LA VALLÉE ENTRE ARCHES ET NOIR GUEUX

Dans le fond de la vallée, entre Arches et Noir Gueux, on trouve des témoins d'une ancienne nappe alluviale qui s'étendait d'une rive à l'autre; je la désignerai sous le nom de nappe de Pouxoux, parce que c'est près de ce village qu'elle atteint son plus grand développement; elle est bordée, entre la halte d'Eloyes et Noir Gueux par une autre terrasse appartenant à une nappe plus ancienne, la *nappe de la Halte*.

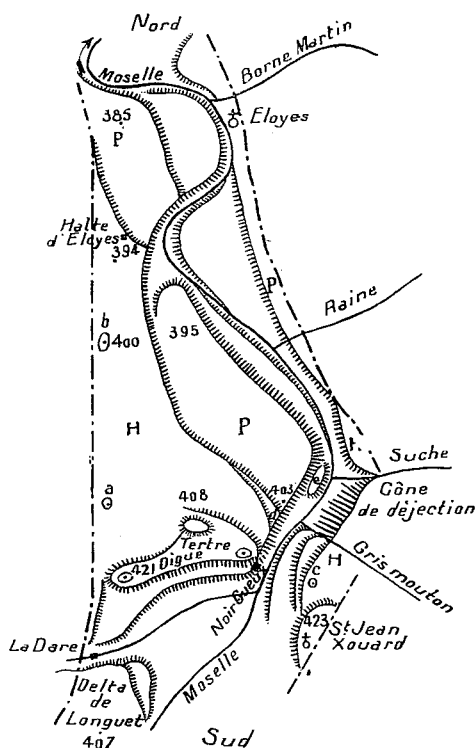


FIG. 3. — SCHÉMA DES TERRASSES PRÈS DE NOIR GUEUX. Échelle : 1/50 000.

I. DONNÉES TOPOGRAPHIQUES (fig. 2, 3, 4 et 5) ¹.

1° RIVE GAUCHE DE LA MOSELLE. *Terrasse de Pouxoux*. — La terrasse commence un peu en aval d'Arches; elle porte l'église (361 m.) et repose un peu en dessous (353 m. environ) sur le Grès vosgien qui affleure dans la carrière située à 200 m. au SE; en amont du débouché de la Niche, elle occupe presque toute la largeur de la vallée (700 m.) et repose également sur le Grès vosgien près du Saut-du-Broc, où son épaisseur est de 13 m., sous le point 365,6. A partir de Pouxoux, elle peut être suivie presque sans interruption jusqu'à la Halte d'Eloyes.

1. La figure 3 est schématique; elle permet seulement de suivre le texte; mais pour bien comprendre les formes du terrain, il est nécessaire de recourir à la carte à 1/20000; on notera toutefois que cette carte présente quelques omissions et que le Tertre notamment n'y est pas représenté.

Près de la Halte, elle bute contre la terrasse de la Halte, plus élevée de 6 à 7 m., et qui semble l'interrompre; mais elle reparait un peu en amont et se prolonge jusque vis-à-vis du débouché du ruisseau de Gris-Mouton, où elle se termine à la cote 403. Dans cette dernière section, où sa plus grande largeur atteint 600 m., elle est séparée des pentes par la terrasse de la Halte. Partout, elle est limitée du côté de la Moselle par des talus rapides sur lesquels on ne voit pas d'affleurement rocheux, excepté sur un point près de l'extrémité amont (rocher de la Suche, *e*, fig. 2 et 3); le profil transversal est à peu près horizontal, sauf au voisinage du débouché des ravins latéraux.

Le tableau ci-dessous met en évidence les caractères du profil longitudinal :

Désignation des points.	Altitude.	Altitude de la Moselle	Différences de niveau.
Église d'Arches.....	361	342,7	18
Pouxoux, 100 m. W du cimetière.....	371	356,10	15
Plateau à 400 m. en aval de la Halte d'Eloyes.....	385	364	21
Au-dessus de la Ferme de la Jetée.....	395	368	27
Extrémité sud.....	403	372	31

La pente de la terrasse, d'après ces données, est de 0,28 entre Arches et Pouxoux, de 0,51 entre Pouxoux et le plateau au SW d'Eloyes, de 0,72 entre ce plateau et l'extrémité cotée 403. La pente moyenne entre les deux extrémités est de 0,53, et comme celle de la Moselle entre le pont de Jarménil et Noir Gueux est seulement de 0,28, il en résulte que la terrasse domine la rivière de quantités croissantes d'aval en amont, à partir du Saut-du-Broc. Comme, d'autre part, le rocher n'affleure nulle part dans le lit entre Jarménil et le rocher de la Suche, l'épaisseur visible de la nappe qui ne dépasse pas 6-7 m. à Arches et 12 m. au Saut-du-Broc, croît progressivement entre Pouxoux et Noir Gueux où elle atteint près de 30 m. On ne doit pas perdre de vue, toutefois, que nous ignorons la profondeur du comblement du lit actuel, dont les alluvions masquent la base de la terrasse.

Terrasse de la Halte. — Elle commence un peu en aval de la station, et remonte vers le Sud en bordant les pentes jusqu'au pied de la digue de Noir Gueux, où sa limite est marquée à peu près par l'horizontale 410; à l'Ouest, elle s'étend dans la dépression cotée 411 qui sépare la digue des hauteurs, et elle se lie à une bordure alluviale étroite, que l'on peut suivre le long des pentes jusqu'au ravin de la Dare, où commence la zone des deltas.

Du côté de la rivière, elle est d'abord limitée pendant 500 m. par un talus très rapide de 40 m. de hauteur qui descend jusqu'à la Moselle, puis par un talus de 5-6 m. qui domine la terrasse de Pouxoux. Ce dernier, après avoir décrit une grande courbe dont la concavité est tournée vers le NE, se dirige pendant 2 à 300 m. vers la

vallée de la Suche, et finalement s'infléchit au SE dans la direction du ravin de Gris-Mouton. Près de son extrémité sud, la terrasse est bordée par un petit replat coté 405 à son origine, qui domine de 2-3 m. la terrasse de Pouxoux (*d*, fig. 3 et 4).

La largeur de la terrasse atteint près de 1.000 m. au pied de la digue de Noir Gueux ; sa surface est très plane, abstraction faite des deux amas *a* et *b* marqués sur la fig. 3 et dont l'origine est, en partie du moins, attribuable à l'homme ; l'épaisseur des alluvions à l'extrémité sud est d'environ 38 m. La pente moyenne est de 0,71, peu différente par conséquent de celle de la terrasse de Pouxoux ; elle atteint, il est vrai, 0,88 le long des pentes de la rive gauche, mais ce relèvement est dû à des apports latéraux que le tracé des courbes indique d'ailleurs nettement.

En aval de la Halte, la terrasse se réduit à un placage étroit le long des pentes, que l'on peut suivre pendant 3 à 400 m. ; il est probable que la petite terrasse de galets roulés située au débouché du ravin de Voye-Mont, à une cote voisine de 390, est contemporaine, de son ancienne extension, qui est d'ailleurs évidente puisque la pente de la terrasse diffère très peu de celle de Pouxoux, du moins au voisinage de la Halte. Au delà, jusqu'à la terrasse de la Niche, dont il sera question dans la 4^e partie, je n'en ai vu aucune trace certaine.

Terrasses secondaires ¹. — On trouve sur les talus qui bordent la rive gauche de la Moselle, une série de terrasses d'étendue en général très restreinte, créées par l'érosion régressive de la nappe de Pouxoux. Je citerai d'aval en amont : les trois terrasses qui bordent le ravin du Saut-du-Brôc, un peu en aval du sommet 365,6, la terrasse des Ranos entre les deux ponts d'Eloyes (7-8 m. au-dessus de la Moselle), les deux terrasses de la Jetée situées, l'une près de la ferme (8 m.), l'autre à 250 m. en amont (11 m.), et enfin à 600 m. en aval de Noir Gueux, la terrasse qui surmonte le rocher de la Suche (*e*, fig. 3 et 4) ; cette dernière est à la cote 386 environ, soit 15 m. au-dessus de la rivière ; son épaisseur est de 2-3 m., sa largeur de 30-40 m., et on peut la suivre pendant près de 300 mètres ².

Digue de Noir Gueux. — Un peu en amont de l'horizontale 410, se dresse un bourrelet d'alluvions de 5-11 m. de hauteur, qui barre la terrasse de la Halte et occupe tout l'espace qui la sépare du grand talus qui limite au Sud la zone des terrasses fluviales. C'est ce bourrelet qui constitue exclusivement la *digue de Noir Gueux*.

Comme le montrent les fig. 2, 3, 4 et 5, il se compose de deux digues à peu près parallèles : celle au Sud occupe le bord supérieur du talus et son tracé est, par suite, légèrement concave vers l'amont ; elle commence à 60 m. des pentes, dont elle est séparée par une dépres-

1. Voir la définition dans ma note de 1915, p. 12 et suivantes.

2. Dans ma note de 1901, je lui avais attribué la cote 380, d'après les levés à 1/20000 ; cette cote est certainement inexacte comme le montre le profil de la rigole du canal de l'Est : le *plafond* près du rocher est à 380,5 et la terrasse est à 5-6 m. au-dessus. J'ajouterai qu'à l'époque où le levé a été exécuté le talus était à peu près inaccessible.

sion cotée 411, où passe la route nationale ¹, et débute par un monticule conique coté 421 m. 3, auquel succède, sur une longueur de près de 400 m., une surface légèrement ondulée, large de 100 m. environ et dont l'altitude ne dépasse pas 414; un autre monticule, coté 417,8, la termine au-dessus de Noir Gueux : il domine la Moselle de 45 m., et est limité par une pente très raide (50 % au moins).

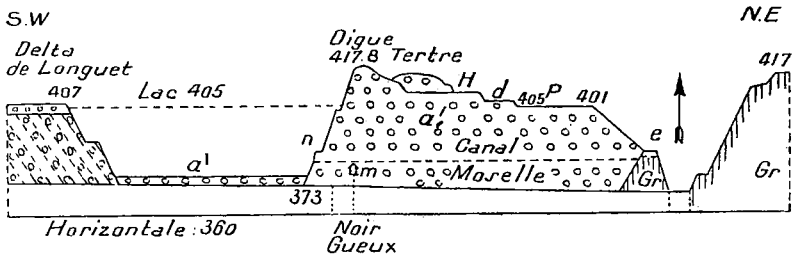


FIG. 4. — COUPE LONGITUDINALE DU BARRAGE DE NOIR GUEUX SUR LA RIVE GAUCHE.

Longueurs : 1/20 000 ; Hauteurs : 1/3 000

Au Nord, vis-à-vis du centre de cette première digue, et séparé d'elle par une dépression de 2-3 m., se trouve une deuxième digue représentée par une butte isolée d'étendue restreinte (2-300 m. sur 100 de largeur Nord-Sud), cotée 414 environ, et que je désignerai sous le nom de Tertre; la largeur totale des deux digues en ce point atteint 250 mètres.

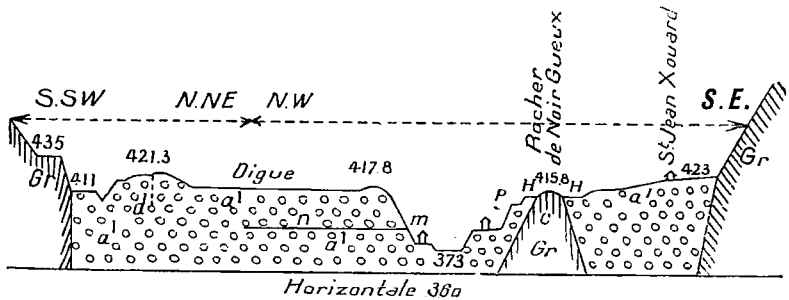


FIG. 5. — VUE D'AMONT DU BARRAGE DE NOIR GUEUX.

Longueurs : 1/20 000 ; Hauteurs : 1/5 000.

Le point culminant de la digue, près de la route nationale, est bordé au Nord et à l'Ouest par une petite terrasse très nette à 416-417; sur le versant aval du Tertre, à une cote voisine de 412, il y en a une autre de 2-3 m. de hauteur dont le talus est dirigé vers le vallon de la Suche;

1. Cette coupure ne paraît pas avoir été faite par l'homme, car elle figure sur la carte de Cassini (XVIII^e siècle). On remarquera que la continuité de la digue est actuellement interrompue par la tranchée du chemin de fer, indiquée sur la fig. 5 par le trait *d*; le fond de la tranchée est à la cote 405 environ, et se trouve par conséquent à 6-7 m. en dessous de la surface de la terrasse de la Halte prolongée.

enfin un talus d'érosion, ayant à peu près la même direction, borde le versant Nord de la digue au Sud-Ouest du Tertre.

Sur le grand talus qui limite au Sud, sur la rive gauche, l'accident topographique de Noir Gueux, j'ai observé des traces de trois terrasses : l'une peu développée vers 400 m. (fig. 4) ; une autre (terrasse de la Dare *n* fig. 4 et 5) de 50-60 m. de largeur, qui commence un peu en aval du débouché du ravin de la Dare, et semble conserver une altitude voisine de 387 jusqu'à la ferme de Noir Gueux, au-dessus de laquelle elle se termine ; ces deux terrasses ont probablement une origine lacustre, comme je le montrerai dans la 3^e partie ; enfin, on voyait au pied du talus, avant la construction du canal, une petite terrasse hémicirculaire qui s'élevait à 1-2 m. au-dessus de la plaine inondable et qui correspondait évidemment à un ancien méandre de la Moselle.

2° RIVE DROITE DE LA MOSELLE.

Les terrasses y sont peu développées et séparées par de grands intervalles ; c'est la conséquence de ce fait que pendant les dernières périodes de creusement, la Moselle a coulé surtout sur cette rive, et en outre de l'existence de ravins profonds et rapides (ravin d'Eloyes, du Raine, de la Suche) ; la plupart des terrasses appartiennent au niveau de Pouxoux. Je les indique brièvement :

Terrasse à l'Est d'Archettes (alt. 357-360) ; elle correspond probablement au lit mineur ; elle est bordée au SW par une terrasse un peu plus basse qui porte l'Eglise (alt. 350 m.) (fig. 9).

Terrasse de Rabevoix (375-377 m.) sous les fermes ; 40 m. de largeur sur 2 à 300 m. de longueur ; elle correspond à celle de la rive gauche.

Terrasse au NW d'Eloyes (382 m.) au Nord et à l'Est de la route ; elle est limitée à l'Est par un talus de 2-3 m. qui conduit à une autre terrasse située au débouché du ravin, et qui a fait évidemment partie d'un ancien cône de déjection.

Terrasse du cimetière d'Eloyes (388-389 m.) ; elle a au moins 60 m. de largeur et son développement atteint 1 400 m. A 400 m. en amont du débouché du ravin du Raine, elle est remplacée le long des pentes par une terrasse plus élevée d'une dizaine de mètres (405 m. environ) qui correspond à la Terrasse de la Halte de la rive gauche, et que l'on peut suivre jusqu'au rocher de Nexixard, où elle se lie à un ancien cône de déjection de la Suche.

Au pied de la terrasse du cimetière, il y a en aval du débouché du Raine, une vaste terrasse secondaire qui domine la Moselle de 7-8 mètres.

Terrasse des Cailles Jaillot. — En amont du débouché de la Suche, la rive droite de la Moselle est bordée pendant 600 m. par des alluvions provenant en partie des ravins de la Suche et de Gris-Mouton, mais un peu en amont de ce dernier, on voit reparaître une terrasse très nette, de près de 200 m. de largeur que l'on peut suivre pendant 300 m. jusqu'au Rocher de Noir Gueux ; un peu en aval de ce rocher, dont les abords ont été recouverts par des cailloutis apportés des champs, son

altitude atteint 411 m., et elle correspond par conséquent à la Terrasse de la Halte de la rive gauche. Sur les talus rapides qui limitent la terrasse du côté de la Moselle, on trouve deux terrasses secondaires parallèles à la rivière : la plus basse cotée 387, porte les fermes qui sont vis-à-vis à celle de Noir Gueux et elle est probablement contemporaine des terrasses du Rocher de la Suche et de la Dare ; l'autre terrasse, située à 406-407 correspond à celle de Pouxoux.

Digue de Noir Gueux ; terrasse de Saint-Jean-Xouard. — Au Sud du Rocher de Noir Gueux, la route gravit un premier mamelon de même altitude, formé d'alluvions, et elle atteint un peu plus haut une vaste plateforme alluviale, presque horizontale, de 100 m. de largeur sur 250 de longueur, qui supporte le hameau de Saint-Jean-Xouard (fig. 3 et 5), et s'étend entre les pentes de la montagne et la route ; son altitude peut être fixée à 423. Plus au Sud, les alluvions ne forment plus qu'un placage sur les pentes rapides jusqu'au delta de Méhachamp situé à 900 m. en amont.

La bande d'alluvions qui s'étend au Sud du Rocher de Noir Gueux atteint donc, à son extrémité Sud, une altitude semblable à celle de l'extrémité Ouest de la digue de Noir Gueux. D'autre part, elle est, à son origine près du rocher, séparée des pentes de la montagne par un petit ravin créé par les eaux qui en descendent, et elle présente par suite l'aspect d'une digue dont le pied serait au niveau de la terrasse de la Halte. Bien qu'elle repose très probablement sur des rochers ¹, on peut, en se plaçant *au point de vue exclusivement topographique*, la considérer comme le prolongement de la digue de la rive gauche ; le développement total de la digue entre les deux versants peut, par suite, être évalué à 1 700 mètres.

II. DONNÉES GÉOLOGIQUES.

1° TERRASSES DE POUXEUX ET DE LA HALTE.

Elles sont entièrement constituées par des sables, galets et petits blocs ; les galets forment la masse ; les gros blocs ² sont rares dans l'intérieur des terrasses, sauf près des pentes, et se trouvent surtout au voisinage de leur surface, comme je l'indiquerai plus loin. Les sables sont bien lavés et décolorés ; parfois cependant ils ont conservé la

1. En l'absence de coupes, je n'ai pas cru devoir les représenter sur la figure 5.

2. Pour éviter toute fausse interprétation, je réserverai le nom de *blocs* aux débris dont le grand diamètre atteint au moins 45 cm. ; cette définition est d'autant plus nécessaire que dans une note parue il y a quelques années, on a attribué ce nom à des débris variant de la grosseur du poing à celle d'une noix. Je qualifierai de gros blocs, ceux dont le volume atteint au moins 1 mc. Pour évaluer approximativement leur volume, j'ai adopté la règle suivante : quand les blocs sont très arrondis, je divise par deux le cube du parallépipède circonscrit ; quand ils sont très irréguliers et anguleux, je prend la moyenne entre ce cube et sa moitié.

teinte rouge caractéristique des produits de la décomposition du Grès vosgien. Les galets et les petits blocs sont le plus souvent remarquablement roulés; les débris-anguleux se rencontrent surtout au pied des pentes rapides, ou au débouché des ravins, et proviennent pour la plupart d'affleurements rapprochés, mais ils peuvent aussi provenir de la segmentation et de l'altération superficielle de débris primitivement roulés ou arrondis (schistes du Carbonifère, granites porphyroïdes). Inversement, des blocs plus ou moins irréguliers de granite porphyroïde avec ou sans amphibole peuvent se transformer en blocs arrondis, par suite de la tendance qu'ils ont à s'écailler suivant des surfaces courbes et concentriques comme le bulbe d'un oignon. Je n'ai jamais observé de débris *striés* authentiques, c'est-à-dire en place dans l'intérieur des couches, ni de boue glaciaire; le limon ne commence à se montrer à la surface des terrasses qu'au voisinage d'Arches.

La stratification est nettement horizontale; elle est marquée par l'intercalation au milieu des galets qui forment la masse, de lits d'épaisseur variable ou de lentilles de sable et de graviers; elle s'observe dans *toutes les coupes fraîches* (gravières sous l'Église d'Arches, au Nord de la gare de Pouxoux, au NW et à l'Ouest d'Eloyes, fouilles près du Rocher de la Suche, etc. ¹).

C'est pour n'avoir pas tenu compte de cette condition essentielle, que quelques auteurs ont cru pouvoir affirmer, après Hogard, que les terrasses étaient dépourvues de stratification et devaient être assimilées à des moraines profondes ².

Les débris proviennent de toutes les roches du bassin en amont; les plus fréquents sont les granulites, les gneiss, les granites porphyroïdes avec ou sans amphibole, le Grès vosgien représenté le plus souvent par ses quartzites ³. Parmi les roches qui présentent un intérêt particulier au point de vue de cette étude, en raison de la localisation de leurs gisements, je citerai les granites des Ballons et les roches appartenant au terrain carbonifère, dont le gisement se trouve exclusivement dans la Haute-Moselle. Les premiers et surtout la variété désignée autrefois dans l'industrie sous le nom de *Granite feuille morte* ⁴, en raison de ses grands cristaux d'Orthose, de couleur fauve ou brune, sont plus faciles à découvrir que les roches du Carbonifère dont la couleur est sombre, souvent uniforme et les dimensions très faibles par suite de leur tendance à se fragmenter. Une autre roche intéres-

1. Je tiens de l'entrepreneur qui a exécuté les travaux nécessités par la création de la rigole d'alimentation du canal de l'Est, que la stratification était horizontale dans toute l'étendue de la terrasse de Pouxoux, entre Noir Gucux et Eloyes.

2. BLEICHER. *B. S. G. F.*, (3), XXV, p. 924.

3. Je réserverai le terme *Granite des Ballons* aux granites à amphibole qui constituent les Ballons d'Alsace et de Servance; c'est la syénite des Ballons de Delesse, qu'il ne faut pas confondre avec le granite des Ballons du même auteur: le terme granite porphyroïde à amphibole, désignera les granites qui forment les massifs du Haut du Roc et de Longegoutte, et affleurent aussi dans le massif de Fondomé.

4. E. PUYON. Rapport à la S. G. F. sur les roches des Vosges travaillées pour la décoration. *Ann. Soc. Émulation des Vosges*, 1848.

sante est la Serpentine, dont les gisements sont assez nombreux sur la rive droite entre Eloyes et Noir Gueux.

La recherche de ces trois catégories de roches, se heurte malheureusement à des difficultés qu'il est utile de signaler.

La répartition des débris charriés par les eaux n'est pas uniforme dans toute l'étendue verticale et horizontale d'une nappe : elle varie en chaque point suivant la direction suivie par le cours d'eau principal et l'importance des affluents voisins ; il en est de même de la grosseur des débris.

D'autre part, certaines roches, par suite de leur altérabilité, se décomposent rapidement à l'air libre, et peuvent complètement disparaître de la partie supérieure des terrasses jusqu'à une certaine profondeur. C'est le cas notamment pour les Serpentes qui se transforment en une terre argileuse friable, et aussi, mais à un degré moindre, pour les petits galets de granite des Ballons. S'il n'existe pas de coupes profondes et suffisamment étendues, on devra être très prudent dans les déductions que l'on pourrait être tenté de tirer de la rareté ou même de l'absence de ces deux catégories de roches.

Sous ces réserves, on peut formuler les trois conclusions ci-après :

Les granites des Ballons existent sur les deux rives, dans toute l'étendue des terrasses, avec une fréquence souvent comparable à celle que l'on constate dans le lit actuel qui est très étroit ; ils sont *exclusivement* à l'état de graviers ou de galets *toujours très roulés*, dont le grand axe ne dépasse pas 0 m. 30 à 0 m. 40 ;

les débris du Carbonifère paraissent plus rares, peut-être en partie pour les raisons indiquées ci-dessus ; leurs formes sont polyédriques, mais leurs angles et leurs faces sont usés ;

les Serpentes se rencontrent également sur les deux rives, surtout vis-à-vis des débouchés des vallons d'Eloyes, du Raine et de la Suche, où se trouvent des gisements de cette roche ; leurs dimensions sont faibles, bien que dans ces vallons elles soient souvent à l'état de petits blocs. Cette répartition des serpentines indique qu'elles proviennent surtout des gisements de la rive droite en aval de Noir Gueux et leur présence sur les deux rives est une preuve de l'extension des terrasses de Pouxoux et de la Halte, sur *toute la largeur* de la vallée.

Il n'est pas inutile de rappeler ici que Hogard a affirmé qu'il n'existait aucun débris de Serpentine sur la rive gauche, ni aucun débris de granite des Ballons sur la rive droite, et que cette absence était la conséquence de l'origine glaciaire des terrasses qu'il assimilait à des moraines profondes¹.

J'indique sommairement ci-après quelques-unes des nombreuses gravières que j'ai visitées et les faits les plus intéressants que j'ai constatés :

Terrasse de Pouxoux. Rive gauche.

a) Ancienne gravière sur la route allant de la gare de Pouxoux à

1. HOGARD. Recherches sur les formations erratiques, p. 69, 1858.

31 mars 1925.

Bull. Soc. géol. Fr., (4), XXIV. — 22.

Jarménil, près du bord supérieur de la terrasse, vers 370 m. : plusieurs schistes du Carbonifère, quelques Serpentes (0 m. 15 de grand axe).

b) Grande gravière de plusieurs centaines de mètres en exploitation au Nord de la même gare : la grosseur des débris dépasse rarement 0 m. 40 : les granites des Ballons sont fréquents ; j'y ai vu une Serpentine roulée de 0 m. 20.

c) Ancienne gravière sur le talus à l'Ouest de la ferme *des Ranos*, entre la Halte d'Eloyes et le village ; sur toute sa hauteur, comprise entre 380 et 385 m., on trouvait de nombreux galets de Serpentine (0 m. 25 environ), quelques petits schistes carbonifères roulés, et des anagénites du Grès rouge.

d) Rocher de la Suche (e, fig. 4). En amont du rocher, sur une étendue de 4 à 500 m., on voyait en 1883, le long de la rigole du canal en construction, et à 9 m. au-dessus de la Moselle, une coupe très nette. La rigole était creusée dans un magma à structure torrentielle, dont l'épaisseur près du rocher, au-dessus du plafond coté 380,5 était de 2 m. environ ; il était composé de sables, galets et petits blocs roulés, dont le diamètre atteignait parfois 0 m. 60 ; la majeure partie des éléments était formée de granulites, de gneiss et de granites porphyroïdes, qui paraissaient provenir surtout du bassin de la Suche, comme ceux que l'on trouve dans le lit actuel au pied du rocher. Au-dessus se succédaient de bas en haut, en couches à peu près horizontales : 0 m. 20 de sable fin, 0 m. 50 de sable argileux, 1 m. 20 de galets et petits blocs roulés associés à du sable, 0 m. 30 de sable fin, et enfin 0 m. 60 de sable, galets et petits blocs roulés ; cette dernière couche correspondait à peu près au niveau de la surface de la nappe qui couvre le rocher, et atteint la cote 386-387 ; le fait capital, c'est que les granites des Ballons qui paraissaient faire défaut dans le magma, abondaient dans les couches supérieures ; j'y ai vu aussi un galet de Serpentine. En montant de cette terrasse sur celle de Pouxeux, on ne voit plus de coupe, mais on constate que les granites des Ballons sont toujours nombreux jusqu'au sommet du talus, coté 403 ; sur le bord supérieur, j'ai également trouvé un galet de Serpentine de 0 m. 30.

La coupe de la rigole s'arrêtait à 200 m. de Noir Gueux ; mais près de la ferme, à quelques mètres au-dessus de la rivière, une petite gravière était composée de galets dont le grand diamètre pouvait atteindre 35 à 40 cm. ; c'étaient pour la plupart des granulites et des gneiss ; ils étaient roulés sauf les plus gros.

e) Je laisse de côté les terrasses signalées sur le talus terminal de la digue et dont je reparlerai dans la 3^e partie ; je me bornerai à faire remarquer que l'examen de la surface de ce talus montre qu'il est à peu près exclusivement constitué par du sable et des galets roulés, comme les terrasses sur lesquelles repose la digue.

Terrasse de Pouxeux. Rive droite. — Les granites des Ballons ne sont pas rares dans une gravière à l'Est de Jarménil vers 370, à Rabevoix vers 375, et ils abondent dans la terrasse au NW d'Eloyes (382-385), où j'ai vu plusieurs galets très roulés de 0 m. 30 de grand axe ; j'en ai trouvé également sur la terrasse du cimetière.

Terrasse de la Halte. — Sur la rive gauche, la seule gravière observée se trouve à 50 m. au SE de la Halle d'Eloyes, sur le chemin de la Jetée (alt. 391 m.) ; les galets sont en majorité, et leurs lits alternent avec des lits horizontaux de sable et de graviers ; tous les éléments sont frais et roulés ; le diamètre des galets atteint souvent 0 m. 35 ; les granites des Ballons sont très nombreux et ont souvent 0 m. 30.

Des blocs de gneiss et de granulite de 0 m. 40 à 0 m. 50 leur sont associés ; le Grès vosgien est représenté par de petits blocs de poulingue et par des quartzites isolés ; j'y ai vu un galet de Serpentine de 0 m. 20.

En amont, il n'y a aucune gravière ; mais en suivant le talus qui limite la terrasse vers l'Est, on constate qu'il est couvert presque partout de galets roulés et de petits blocs des mêmes roches, souvent très roulés, apportés des champs ; à l'Est de la route, vis-à-vis du km. 51,5, un vaste murger de 100 m. de longueur, sur 1 m. de hauteur et de largeur en est également formé ; sur toute la surface, on trouve des granites des Ballons.

Sur la rive droite, entre le ravin de Gris-Mouton et le Rocher de Noir Gueux, les galets roulés constituent toute la terrasse des Cailles Jaillot. Les granites des Ballons très roulés de 5 à 6 cm., ne sont pas rares parmi ceux retirés des champs et accumulés sur le piton rocheux ; j'en ai trouvé plusieurs dans une petite gravière ouverte à la cote 407, sur le talus qui descend vers la Moselle.

2^o BLOCS A LA SURFACE DES TERRASSES.

Les gros blocs et même les petits sont actuellement très rares à la surface des terrasses, et cette rareté semble d'autant plus surprenante qu'un grand nombre de blocs inclus dans les nappes alluviales ont dû rester sur place ou ne subir que de faibles déplacements pendant le creusement de ces nappes ; mais il est facile de l'expliquer.

La plupart des blocs que l'on rencontre dans la Haute-Moselle proviennent de roches que l'industrie utilise pour des usages très variés, et ils ont été pour ce motif recherchés et exploités depuis longtemps, soit sur place, soit après un transport plus ou moins long. Les granites à amphibole du massif du Haut du Roc et des Ballons étaient déjà exploités au XVIII^e siècle pour l'ornementation, et les blocs de Serpentine l'ont été depuis ; les variétés porphyroïdes du granite sont employées dans les constructions, et depuis soixante ans, les granulites et les gneiss sont utilisés comme pavés et matériaux d'empierrement. D'autre part, les exigences de la culture ont obligé les paysans à extraire des champs les blocs et gros galets, et à les rassembler sur des points inutilisables pour la culture (talus d'érosion, rochers, éboulis), ou à en faire des murgers le long des chemins d'exploitation. On conçoit que dans ces conditions la plupart des blocs existant soit à la surface des terrasses, soit à une très faible profondeur, aient été détruits ou enlevés.

Il importe de ne pas perdre de vue que les résidus de l'exploitation

sont restés le plus souvent sur place, et que, par suite, on peut trouver sur des points, où il n'y a jamais eu de blocs, des fragments parfois volumineux, utilisés pour clôtures ou constructions.

J'indique ci-après les points les plus intéressants où j'ai encore observé des blocs ou des témoins de leur existence.

Rive gauche. — Le chemin qui conduit de la Halte d'Eloyes à la Jetée, est bordé pendant 50 m. par des fragments de blocs plus ou moins anguleux de gneiss, granulite, granite porphyroïde ; quelques-uns de ces blocs ont dû avoir 1 m. de diamètre.

Un peu au Sud, dans le fond du ravin qui débouche près de la ferme la Jetée, et à 15 m. au-dessus de la Moselle, j'ai vu en 1877, une dizaine de blocs, parmi lesquels un bloc de granulite à arêtes arrondies ayant pour dimensions 3 m. 50, 1 m. 50, 2 m., et un bloc arrondi de Granite porphyroïde cubant plus d'un mètre ; quelques-uns de ces blocs provenaient par éboulement des escarpements de la rive gauche.

En amont, jusqu'au barrage de Noir Gueux, on voit des blocs plus ou moins cassés, sur les talus d'érosion qui limitent les terrasses, notamment sur celui qui borde l'extrémité Sud de la terrasse de la Halte : ce dernier est couvert de blocs de granite, gneiss, granulite, très roulés, dont le grand axe atteint et dépasse parfois 0 m. 60. Un peu plus bas, sur le bord de la terrasse du Rocher de la Suche, il y avait encore en 1883 un gros bloc arrondi de granite porphyroïde dont les dimensions étaient : 2 m., 1 m., 1 m. 50, et deux blocs de gneiss granulitique anguleux de 0 m. 70 ; ils provenaient évidemment du bassin de la Suche.

Les deux amas que j'ai signalés à l'Ouest de la route Nationale, entre la Halte d'Eloyes et le barrage, méritent une mention spéciale. L'amas *a* (fig. 3) a 7-8 m. de hauteur, 10 m. de largeur, 150-200 m. de longueur ; l'amas *b* a 3-4 m. de hauteur, quelques mètres de largeur au sommet, 100 m. de longueur ; ils sont composés tous deux de galets, toujours arrondis et souvent très roulés, et de blocs accumulés sans ordre. Parmi les galets, les granites, gneiss, granulites prédominent ; les blocs peu nombreux, peu arrondis, sont parfois assez volumineux (2-3 m. c.) : je citerai notamment un bloc de gneiss granulitique et un bloc de granite porphyroïde dont les grands axes ont respectivement 1 et 2 m. ; dans l'amas *a*, on voit des blocs et galets de la partie supérieure reposer sur des paquets de terre végétale.

L'origine de ces amas n'est pas douteuse : ils ont été, en partie au moins, édifiés par l'homme. On remarque, en effet, que les champs voisins sont complètement débarrassés de blocs et de gros galets, et que sur toute la terrasse de la Halte, il existe des accumulations analogues, moins considérables comme épaisseur, mais plus étendues (talus des terrasses, murger du km. 51,5, etc.). Il n'est pas impossible toutefois qu'il existe sur ces deux points des lambeaux d'une nappe plus élevée que celle de la Halte (nappe dont je démontrerai plus loin l'existence), ou des éboulis, et que l'homme ait été naturellement conduit à les utiliser pour y entasser les matériaux retirés des champs voisins.

Rive droite. — Sur les terrasses qui se trouvent entre la Suche et le Rocher de Noir Gueux, surtout sur celle de 387 m., on voit dans les clôtures de nombreux blocs, le plus souvent arrondis, et parfois plus ou moins roulés, de granulites, gneiss, granite porphyroïde, granite à amphibole à plagioclase vert ou rouge, etc. ; la plupart de ces derniers ont été cassés, mais il n'est pas rare d'y rencontrer des fragments de 2 m. de longueur. Les roches des trois premières espèces sont en place dans le bassin de la Suche ; les granites à amphibole abondent à l'état de blocs erratiques jusqu'au voisinage des points culminants du massif de Fossard.

3^e DIGUE DE NOIR GUEUX.

En 1847, lors de la Réunion de la Société géologique à Épinal, toute la partie supérieure du barrage et les pentes qui en descendent jusqu'à la Moselle, étaient couvertes de bois et de bruyères ; il n'existait aucune coupe. Malgré ces conditions peu favorables, les géologues présents, parmi lesquels se trouvaient Hogard, Collomb, Ch. Martins, crurent pouvoir définir, ainsi qu'il suit, la constitution du barrage ¹ :

1^o Le barrage ne présente aucune trace de stratification ; les matériaux y sont associés sans ordre, sans triage suivant le volume ;

2^o les gros blocs font défaut, et même ceux de 1 mc. sont rares ;

3^o les blocs et galets sont pour la plupart arrondis et même usés, les débris réellement anguleux sont distribués *avec parcimonie* (sic) ;

4^o la grande masse des débris se compose de sable et de galets quartzeux, provenant de la destruction des roches cristallines et surtout du Grès vosgien ;

5^o les roches de la Haute-Moselle (schistes de Bussang et syénites des Ballons) sont très rares ;

6^o enfin, il y a absence complète de galets rayés.

On peut admettre que ces données correspondaient à l'état des lieux en 1847 ; en tout cas, aucune objection n'a été soulevée par les géologues présents.

Lorsqu'en 1877, j'ai commencé mes premières recherches, la situation était sensiblement la même, et le seul changement était l'existence de la tranchée du chemin de fer ; malheureusement, elle avait été ouverte treize ans auparavant, et était par suite trop ancienne pour permettre d'étudier la structure de la digue. La construction de la rigole du canal et l'exploitation comme gravière de la partie Est de la tranchée, m'ont fourni plus tard quelques indications ; mais c'est seulement depuis le défrichement de la surface supérieure de la digue que j'ai pu me rendre compte de la constitution de la digue et de sa structure probable.

Composition. — La majeure partie des éléments qui constituent la digue sur la rive gauche est formée de sable bien lavé et de galets pour la plupart remarquablement roulés ; ils sont à l'état de sphères, d'el-

1. B. S. G. F., (2), IV, p. 1 426, 1847.

lipsoïdes ou de disques, à surfaces usées et polies ; le grand axe de ces galets peut atteindre 0 m. 20 et parfois 0 m. 40. *Les gneiss dominent* ; on y trouve aussi des granites porphyroïdes avec ou sans amphibole, des granulites, des eurites roses du Saint-Mont, du Grès vosgien (poudingues et quartzites isolés), du Grès rouge. Quelques galets ont des formes plus ou moins irrégulières, mais ce sont presque exclusivement des gneiss provenant des hauteurs voisines ; leur surface présente d'ailleurs, le plus souvent, des traces d'usure, et leurs arêtes sont arrondies.

Les galets de granite à amphibole du type du Haut-du-Roc ne sont pas très fréquents, ce qui tient sans doute à leur altération facile ; les granites des Ballons se montrent sur toute la surface : sur le sommet 421, à l'ouest, j'en ai compté une quinzaine sur un espace très restreint, et on en trouvait sur toute la hauteur de la tranchée ; en allant vers l'Est, leur nombre semble diminuer un peu, mais j'en ai vu jusque sur le sommet 417 ; ils sont exclusivement à l'état de galets, très roulés, presque sphériques, dont le diamètre n'atteint que rarement 0 m. 30. Les schistes de Bussang paraissent rares ; mais cette rareté est due probablement aux causes que j'ai indiquées ; en tout cas j'en ai vu plusieurs sur le sommet 421 ; ils étaient très usés et de formes irrégulières. Je n'ai observé que deux galets de Serpentine : ils se trouvaient près du bord qui domine la Moselle.

Il n'existe, sur aucun point, de traces de boue glaciaire, ni aucun galet strié ; un des petits galets de schiste de Bussang (3 à 4 cm.) recueillis sur le sommet 421, présentait des stries grossières dues, sans aucun doute possible, à des causes accidentelles.

Sur la rive droite, toute la bande de terrain comprise entre le rocher de Noir Gueux et Saint-Jean-Xouard et qui se rattache topographiquement à la digue, est également formée de galets roulés de même nature, auxquels s'associent des débris anguleux de gneiss descendus des pentes voisines ; j'y ai noté plusieurs galets roulés de granite des Ballons.

Des blocs sont, sur les deux rives, associés aux galets, mais ils semblent surtout fréquents au voisinage immédiat de la surface et beaucoup plus rares dans l'intérieur, à partir d'une certaine profondeur, ainsi que j'ai pu le constater dans la tranchée du chemin de fer. L'étude des amas de blocs retirés des champs et rassemblés sur le bord des chemins, notamment au pied Nord du Tertre, et de ceux provenant de l'ouverture de la tranchée et qui sont restés longtemps accumulés au pied du talus à l'Est de la voie, montre que le diamètre de la plupart d'entre eux est compris entre 0 m. 5 et 0 m. 7 ; ils ont en général des formes arrondies et sont souvent remarquablement roulés. Les gneiss forment la majorité ; quelques-uns plus ou moins anguleux atteignent un volume considérable : l'un d'eux, extrait de la tranchée, avait 1 m. 60, 1 m. et 0 m 50 ; ses angles étaient vifs ; plusieurs autres, dont les arêtes étaient un peu émoussées, avaient 1 m. de diamètre. De nombreux petits blocs de granulite et de granite porphy-

roïde leur sont associés : l'un de ces derniers avait 1 m. de diamètre ; on y trouve également des blocs de Grès vosgien, peu roulés, de 7-8 décimètres de diamètre.

Parmi les blocs dont l'origine est certainement lointaine, je citerai les granites à amphibole du type du Haut-du-Roc ; ils sont peu nombreux et peu volumineux (0 m. 5 à 0 m. 6 de diamètre), mais il n'est pas douteux qu'ils ont dû être plus abondants, et que les plus gros ont disparu par suite d'exploitation. Les microgranulites du type de Rochesson ont fourni quelques petits blocs de 0 m. 6 à m. 7 de diamètre. Enfin, il n'existe ni sur la surface de la digue, ni dans son intérieur, ni dans les terrasses sur lesquelles elle repose, aucun bloc de granite des Ballons ou de Carbonifère, ni aucun débris de ces roches pouvant être attribué à une exploitation antérieure.

Il est important de ne pas perdre de vue que la fréquence des blocs sur la surface des terrasses et de la digue, fréquence qui serait encore plus marquée si l'homme n'en avait pas détruit un grand nombre, et qui contraste d'autre part avec leur rareté relative dans l'intérieur des dépôts, est due surtout à ce fait que pendant les périodes de creusement, les eaux ont laissé sur place les blocs les plus volumineux.

Stratification. — La seule coupe qui aurait pu révéler la structure de la digue postérieurement à 1877 se trouvait sur la partie Est de la tranchée dont l'exploitation avait été reprise vers 1885 ; malheureusement, quant je l'ai visitée en 1890, les travaux avaient à peu près cessé, et la coupe sur toute son étendue (9-10 m. de hauteur, 200 m. de longueur) ne montrait qu'un magma de sable, galets, et petits blocs, pour la plupart très roulés, assemblés sans ordre, comme dans les cônes de déjection. Sur un point cependant, à quelques mètres au-dessus de la voie, un lit de sable fin de quelques centimètres d'épaisseur, horizontal, était intercalé au milieu des cailloutis ; il s'étendait parallèlement à la voie pendant 15-20 m. et sa surface paraissait présenter un léger plongement vers l'Ouest.

Sur la pente Nord de la terrasse de Saint-Jean-Xouard, une fouille de 1 m. de profondeur ouverte vers la cote 416 au Nord de la route, ne montrait que du sable fin mélangé de quelques petits galets roulés ou anguleux.

III. CONCLUSIONS.

Quelque incomplètes que soient les données précédentes, on peut en tirer des conclusions suffisamment précises en ce qui concerne la constitution et le mode de formation de la digue et des terrasses qu'elle recouvre.

a) La concordance sur les deux rives des altitudes des terrasses appartenant aux nappes de Pouxoux et de la Halte, l'existence de terrasses secondaires sur les talus qui les limitent, et, enfin, la présence sur la rive gauche de roches provenant d'affleure-

ments situés sur la rive droite à faible distance, indiquent nettement que les deux nappes ont occupé toute la largeur de la vallée, en aval du Rocher de Noir Gueux ; elles sont stratifiées horizontalement, et composées de sable, galets et petits blocs roulés, provenant de tout le bassin en amont ; la nappe de Pouxieux est emboîtée dans celle de la Halte et l'épaisseur totale des deux nappes atteint au moins 38 m. à Noir Gueux.

b) Près de Noir Gueux, sur la rive gauche, la surface de la terrasse de la Halte est recouverte par une sorte de digue transversale d'une dizaine de mètres de hauteur, et dont l'altitude atteint 421 m. ; elle est constituée par des galets et de petits blocs presque tous remarquablement roulés, et par du sable bien lavé ; les blocs de plus de $1/3$ de m^3 sont très rares ; quelques-uns atteignent $1/2$ m^3 et sont alors plus ou moins anguleux : ils proviennent certainement du bassin de la Suche.

La fréquence des blocs et des gros galets paraît beaucoup plus grande que dans les terrasses en aval d'Eloyes. Les granites des Ballons sont fréquents à l'Ouest, plus rares à l'Est ; il en est de même des débris du Carbonifère : ces deux roches ne se rencontrent d'ailleurs qu'à l'état de galets roulés ; il n'y a ni boue glaciaire, ni débris striés ; enfin, la structure torrentielle paraît prédominante.

Sur la rive droite, la digue est représentée par une terrasse très nette, celle de Saint-Jean-Xouard, qui atteint l'altitude de 423 m. ; les alluvions sont également formées de sable, de galets roulés et de petits blocs, dont un grand nombre proviennent des pentes voisines.

La digue a été autrefois plus étendue dans tous les sens, comme l'indiquent les terrasses d'érosion qui existent sur plusieurs points, depuis le sommet jusqu'au niveau de la terrasse de la Halte.

c) Le rôle capital joué par la Suche dans la formation des terrasses voisines de son débouché, et dans celle de la digue, est mis en évidence par les faits suivants :

Le premier est l'orientation, vers le bassin de la Suche, des terrasses et talus d'érosion existant en aval de la digue principale, et au pied Nord du Tertre, et des deux premières sections du talus qui sépare les terrasses de la Halte et de Pouxieux ; la grande courbe concave vers l'Est que décrit ce talus est une preuve péremptoire que la Suche a été assez puissante pour refouler la Moselle sur la rive gauche, à une époque où celle-ci coulait à 39 m. environ plus haut qu'aujourd'hui.

Les anciens lits de la Suche contemporains de ces terrasses d'érosion, ont pour témoins d'anciens cônes de déjection plus ou

moins démantelés : le talus qui borde l'ancien delta sur lequel est bâtie la ferme de la Suche, est interrompu vers la cote 435, par un replat incliné vers l'Ouest, qui, en raison de sa pente devait atteindre le débouché du torrent à une cote comprise entre 420 et 425, correspondant par conséquent au niveau de la partie supérieure de la digue ; sur la rive droite en aval du pont, il y a des traces d'alluvions qui se rattachent nettement à la terrasse de la Halte près de Nexixard ; enfin, l'extrémité inférieure du cône qui s'étend sur la rive gauche jusqu'au ravin des Cailles est à une cote voisine de 410 et sa surface prolongée devait aboutir à la nappe de Pouxoux.

Un deuxième fait est l'extrême abondance, dans toute l'étendue de la digue, de galets et de blocs de gneiss. Or, si l'on examine la distribution des affleurements de cette roche, on voit qu'elle forme les deux versants de la vallée entre Eloyes et Remiremont ; mais elle ne remonte pas dans la vallée de la Moselle en amont de Remiremont, elle n'affleure pas dans la Moselotte en dehors du massif de Fossard, et elle n'occupe dans la vallée de Cleurie qu'une zone très limitée sur la rive droite. Étant donné le peu d'importance des ruisseaux de la rive gauche de la Moselle jusqu'à Remiremont, et de ceux du massif de Fossard entre la Suche et Saint-Amé, il semble évident que la prédominance des gneiss dans la digue de Noir Gueux est due à ce fait qu'une notable partie des éléments de la digue provient du bassin de la Suche ; s'ils avaient été transportés par la Moselle et la Moselotte, ils seraient en quelque sorte noyés dans une masse de débris étrangers au bassin.

Dans les terrasses qui supportent la digue, la fréquence des gneiss est beaucoup moindre, sauf au voisinage du débouché de la Suche ; néanmoins l'intervention de la Suche est nettement prouvée par la coupe de la rigole donnée plus haut (p. 338) ; elle montre, en effet, que les alluvions de la Moselle renfermant de nombreux galets de granite des Ballons, recouvrent au niveau du canal, à 41 m. au-dessus de la rivière, un magma de blocs de gneiss, de granulite et de granite provenant du ravin de la Suche, comme ceux qui se trouvent actuellement dans le lit de la Moselle ; en outre, des blocs anguleux de gneiss, et des débris de Serpentine se montrent jusqu'au sommet de la terrasse de Pouxoux où abondent les granites des Ballons.

On pourrait objecter à cette hypothèse de l'origine latérale d'une partie des éléments de la digue, que ces éléments sont pour la plupart très roulés et qu'il est difficile d'admettre qu'ils aient pu acquérir leurs formes pendant un trajet relativement

court, mais il est facile de répondre à cette objection. Si l'on remonte la rive gauche du vallon de la Suche, on constate, en arrivant près de la ferme de ce nom, l'existence d'une puissante accumulation de terrain de transport qui forme, à l'altitude de 460 m., une vaste terrasse composée de sables, de galets et de petits blocs, dont un grand nombre sont très roulés ; des blocs souvent très gros (1 m³. environ) se montrent dans le lit du torrent ; les éléments proviennent pour la plupart du bassin (gneiss, granites porphyroïdes, serpentines, Grès vosgien) et, en tout cas, n'ont certainement pas pu être apportés par la Moselle. Beaucoup d'entre eux ont pu acquérir leurs formes dans le bassin même, sans subir de grands déplacements, et simplement par l'agitation sur place, sous l'impulsion des eaux du torrent ; c'est, du reste, un fait que l'on constate dans la plupart des petits cours d'eau des régions montagneuses. Toutefois, il est probable qu'un grand nombre de ces débris roulés proviennent de dépôts plus anciens et notamment des *Alluvions erratiques*. En approchant des cols de la Mousse et des Rubiades, on est frappé du développement de ces alluvions ; elles sont composées de galets et de petits blocs souvent très roulés des mêmes roches, et ont formé autrefois des amas considérables, comme je l'ai constaté en 1878 au col de la Mousse près de la ferme, vers 720 m. ; les débris roulés sont encore très nombreux près des Rubiades vers 790 m. et près du Savoyen vers 750 mètres.

Il n'est donc pas étonnant que sous l'influence de ces deux causes, le bassin de la Suche ait été rempli par des débris roulés de toutes grosseurs, parmi lesquels prédominaient les gneiss.

J'ajouterai que les granites à amphibole du type du Haut-du-Roc que l'on trouve encore, en petit nombre, sur la digue, ont pu descendre des hauteurs de Fossard par le bassin de la Suche ; les blocs de cette roche y abondaient autrefois jusqu'au voisinage des points culminants, et provenaient en partie du *Diluvium granitique*, en partie des *Alluvions erratiques*.

d) La conclusion qui me paraît s'imposer, c'est que les puissantes alluvions qui remplissent actuellement le fond de la vallée de la Moselle, près de Noir Gueux, ont fait partie d'une nappe dont l'épaisseur en ce point atteignait au moins 50 m. ; elle a été créée en majeure partie par la Moselle, dont le lit s'est élevé au moins jusqu'au niveau de la terrasse de Saint-Jean-Xouard (423 m.), et du point culminant de la digue (421 m. 3) ; les apports de la Suche se sont mélangés aux alluvions de la Moselle, et les ont partiellement recouvertes à diverses époques et notamment à la fin du comblement, lorsque le cône de déjection de la Suche a

refoulé la Moselle contre sa rive gauche ; la digue de Noir Gueux a fait partie intégrante de cette nappe, dont elle est en quelque sorte un résidu.

On verra dans les 4^e et 5^e parties que l'existence de cette nappe est prouvée par des faits d'un ordre tout différent, qu'elle correspond à la nappe régulière de 59 m. d'Épinal, et qu'elle s'étendait en amont de Noir Gueux dans des conditions que je préciserai. Dans la 7^e partie, je montrerai comment l'accident topographique de Noir Gueux s'est formé aux dépens de cette nappe.

*TROISIÈME PARTIE. — ÉTUDE DES TERRASSES
DU FOND DE LA VALLÉE
ENTRE NOIR GUEUX ET LES BARRAGES ROCHEUX*

Bien qu'elles aient une origine commune et se soient formées dans un même lac, ces terrasses présentent des caractères très différents, suivant qu'elles se trouvent en aval ou en amont du confluent de la Moselotte : j'examinerai donc séparément ces deux régions ¹.

1^o VALLÉE DE LA MOSELLE EN AVAL DU CONFLUENT DE LA MOSELOTTE.

Le pied des deux versants est bordé par des terrasses dont la plupart se trouvent placées au débouché de vallons latéraux ; elles sont limitées du côté de la Moselle par des talus très rapides ; leur largeur peut atteindre 400 m., et leur surface supérieure, abstraction faite de légères modifications dues à des érosions ultérieures ou à des apports latéraux, est à peu près plane ; les altitudes relevées sur les points culminants restent sensiblement constantes entre Remiremont et Noir Gueux, comme le montre le tableau ci-dessous :

Rive gauche. Terrasse de la Madelaine.....	407, 25	
" " du Cimetière de Remiremont.....	404-405	
" " entre Remiremont et la Maldoyenne...	405	
" " entre Moulin et Ranfaing	{ Rive droite du ruisseau de Rouveroye..... 405 Rive gauche..... 403-405	
" " au Nord de Ranfaing.....		405, 6
" " de Saint-Nabord].....		404-405
" " au SE de Longuet.....	405, 9	
" " au NE de Longuet.....	406, 8	
Rive droite. Terrasse de Saint-Étienne	{ Sommet au Sud.... 405, 6 Sommet à l'Ouest.. 406, 4	

1. Les deltas de Pont, de la Madelaine, du Saint-Mont, de Fleur-Champ, et la plupart des terrasses sous-lacustres de la Moselotte entre Celles et Vagny (Saint-Amé, Peccaviller, Bréhaviller) ne sont pas indiqués sur la carte géologique.

Rive droite. Terrasse de Fleur-Champ.....	404-405
» » au Sud de Méhachamp } près du bord..	403,5
» » de Méhachamp.....	406,7
	} à l'Est de la route..... 405

Ainsi, sur une distance de près de 7 km. l'altitude absolue des terrasses oscille dans des limites très étroites, tandis que la Moselle s'abaisse de près de 11 m., et qu'en aval de Noir Gueux, la terrasse de Pouxieux s'abaisse de 31 m. dans le même intervalle.

Indépendamment de ces terrasses, on voyait autrefois entre Remiremont et Pont, trois buttes isolées, témoins de l'ancien comblement de la vallée, qui s'élevaient brusquement au-dessus de la plaine : la butte de Pont subsiste seule aujourd'hui ; les deux autres, connues sous les noms de Petit et Grand Châtelet, ont disparu : le Petit a été exploité sous la Révolution, le Grand, entre 1864 et 1879, par la Compagnie de l'Est. Ce dernier occupait l'emplacement de la gare des marchandises, l'autre se trouvait entre lui et la Madelaine¹ ; tous deux reposaient sur la terrasse basse qui s'étend entre la Madelaine et Remiremont, et domine la rivière de 9 m. près de la gare (altitude du rail 389).

Structure des terrasses. — Elles présentent toutes la structure caractéristique des deltas² ; à la base, sable en couches à peu près horizontales dans les vallées à faibles pentes ; au-dessus, couches alternantes de sable, graviers et galets plongeant sous des angles de 27°-30° vers l'aval ; à la partie supérieure, couches à peu près horizontales formées de mêmes éléments, auxquels s'associent des blocs plus ou moins volumineux.

Il importe de remarquer que la structure théorique n'est observable que dans les *coupes fraîches*, suffisamment étendues, dirigées suivant la *ligne de plus grande pente* des couches et parallèles par conséquent à la direction suivie par le cours d'eau à l'époque où ces couches se déposaient. Si la coupe est ancienne, les éboulis et le ruissellement masquent le plus souvent la stratification ; si la coupe est oblique, la trace des couches sur la section pourra présenter les inclinaisons les plus variées entre 0° et 30°. J'ai constaté ce fait dans tous les deltas que j'ai eu l'occasion d'étudier dans les Vosges, dans le Jura et dans les Alpes, et je citerai comme typiques les deux observations suivantes.

Au Sud-Ouest du Château d'eau de Pontarlier, près de la gare, on voyait en 1900³ un lambeau d'un vaste delta quaternaire créé par le Doubs, dans un lac dont l'altitude devait être voisine de 840 m. La structure était visible dans deux coupes contiguës, faisant entre elles un angle de 110° environ ; dans l'une, les couches, très régulières

1. Je tiens ce renseignement du docteur A. Puton, qui l'a tiré d'un tableau de l'époque.

2. Note de 1897, p. 403.

3. Note de 1901, p. 371.

sur plusieurs mètres de hauteur étaient inclinées à 27° environ vers le SW ; dans l'autre, elles étaient presque horizontales.

A Bussang, la coupe du delta formé dans le lac de 621 m., était en 1877 et en 1890 parallèle à la vallée, et elle avait 9-10 m. de hauteur sur 25 m. de façade ; les couches de sable et de galets, très régulières sur 7-8 m. de hauteur, plongeaient à 27° vers l'aval ; cette section ayant dû être abandonnée, l'exploitation a été continuée dans une direction perpendiculaire, et en 1922, époque où je l'ai visitée, les traces des couches sur la nouvelle façade étaient presque toutes à peu près horizontales.

J'ajouterai que si dans les vallées étroites le plan des couches est, en général, à peu près perpendiculaire à l'axe de la vallée, dans les vallées larges, au contraire, où les deltas peuvent prendre la forme plus ou moins triangulaire à laquelle ils doivent leur nom, il pourra arriver que des couches plongent dans des directions très obliques et *même vers l'amont*. Dans certains cas, la coupe pourra montrer deux systèmes de couches plongeant les unes vers les autres et séparées par des couches plus ou moins horizontales, occupant le fond de la cuvette intermédiaire (delta de Moulin près de Remiremont),

Je vais maintenant décrire brièvement les différents deltas, en insistant seulement sur les particularités les plus importantes.

DESCRIPTION DES DELTAS. — A) RIVE GAUCHE DE LA MOSELLE.

Terrasse de la Madelaine. — Elle a 600 m. de longueur sur 300 de largeur et repose à la coté 389 sur la terrasse basse de la gare ; le sommet, coté 407,25 forme une petite bosse créée par la dénudation et reposant sur une plateforme cotée 404 environ. Une vaste gravière ouverte sur le talus Ouest, mais qui n'est plus exploitée depuis une vingtaine d'années, montrait en 1890 la coupe suivante : à la base 2 m. environ de sables horizontaux, descendant au moins à 4-5 m. en dessous de la surface de la terrasse basse ; au-dessus 8-9 m. de couches alternantes, très régulières, de sable prédominant, de graviers et galets, plongeant à 27°-28° vers W. 20° N ; le sommet des couches inclinées était compris entre 400 et 402 m. et elles étaient recouvertes par 2-3 m. au moins de couches horizontales de sable, galets et petits blocs. Les galets sont en général petits (0 m. 10 à 0 m. 20), très roulés pour la plupart ; ce sont des granites, granulites, poudingues et quartzites du Grès vosgien, anagénites du Grès rouge, etc. ; j'y ai vu 3 ou 4 galets qui m'ont paru provenir du Grès bigarré. Les granites des Ballons et les schistes du Carbonifère sont extrêmement rares ; je n'en ai vu que deux de chaque espèce, et il est possible que ces galets, recueillis à la base de la carrière, proviennent de la terrasse basse, qui, ainsi qu'on le verra, est une terrasse d'érosion formée pendant le creusement des deltas : Dans les couches de la partie supérieure, les petits blocs, le plus souvent roulés étaient de même nature que les galets ; parmi eux j'ai noté de nombreux granites à amphibole, très arrondis, dont le diamètre pouvait atteindre

0,80, et un bloc de poudingue du Grès vosgien ayant pour dimensions 1 m. 50, 1 m., 1 m. ; un grand nombre de ces blocs étaient accumulés à la base de la carrière¹.

Les blocs ont dû être autrefois assez nombreux sur la surface de la terrasse ; mais l'exploitation les a fait disparaître, et ils ne sont plus représentés que par les fragments qui bordent les chemins.

Sur la face Est, 100 m. au delà du passage à niveau, on constate, dans une petite gravière en exploitation, que le sable prédomine sur toute la hauteur visible (7-8 m.) ; les couches très épaisses paraissent plonger les unes vers le SE, d'autres vers le NNE ; les éléments sont les mêmes ; je n'ai trouvé qu'un seul galet de granite des Ballons, très roulé, dans les quatre visites que j'y ai faites, entre 1921 et 1924. Un puits foré à la base de la carrière (alt. 389 m.) a traversé plus de 4 m. de sable en couches horizontales, jusqu'à la nappe aquifère. En amont, la terrasse est prolongée, sur près de 800 m., par deux terrasses qui bordent le pied des pentes ; la première, dont elle est séparée par un ravin, est plus basse de 5-6 m. ; le sable paraît dominer à la base, les galets et petits blocs roulés couvrent la partie supérieure ; la deuxième (terrasse de Révillon), très étroite et isolée de la précédente par un ancien méandre de la Moselle, est un peu plus basse (395 m. environ). Ces deux terrasses sont des terrasses secondaires créées par la Moselle aux dépens de celle de la Madelaine ; je n'ai vu aucun galet de granite des Ballons ni sur ces terrasses, ni sur les rochers qui les dominent à l'Ouest.

Butte de Pont (398,8). — Sur la rive droite de la Moselle, au confluent de cette rivière et de la Moselotte, s'étend la butte de Pont, qu'il est rationnel de décrire ici, parce qu'elle se rattachait évidemment à celle de la Madelaine, dont elle n'est séparée que par l'étroite coupure où passe la rivière.

Elle s'étend sur plus de 500 m., avec une largeur de 200 m. et se compose en réalité de deux buttes séparées par une légère dépression, cotées, celle à l'Ouest 398,8, celle à l'Est 395 environ ; sa base repose à la cote 386 sur la plaine inondable. Une gravière de plus de 100 m. de façade ; ouverte sur la face nord de la butte occidentale, montrait en 1921 la coupe suivante : dans la partie supérieure, les couches horizontales sur une hauteur de 3 m. étaient formées de galets très roulés et souvent très gros, de granulites, granites porphyroïdes, quartzites, anagénites et arkoses du Grès rouge ; on y voyait de nombreux petits blocs, également roulés, de 50 à 80 cm., parmi lesquels dominaient les granites, les granulites et les granites à amphibole ; quelques poudingues du Grès vosgien leur étaient associés ; je n'y ai vu ni granite des Ballons, ni débris du Carbonifère. En dessous, il y avait 3-4 m. de couches surtout sableuses qui plongeaient à 27° environ vers le

1. Il est difficile de s'expliquer que Bleicher ait pu affirmer en 1897, que la terrasse ne présentait aucune trace de stratification et était une moraine (*B.S.G.F.* (3), XXV, p. 924) ; M. Delebecque qui l'a visitée en 1899 en a constaté encore la stratification inclinée (*Bul. Services de la Carte*, XII, p. 3).

NE; la base était formée par du sable en couches horizontales, sur 3-4 m. au moins. La surface supérieure des couches inclinées était plus basse de 6-7 m. que dans la terrasse de la Madelaine, et leur ravinement était évident.

Dans la butte orientale, qui est actuellement la seule exploitée, les observations sont très difficiles; l'impression que j'ai rapportée des deux visites que j'y ai faites est néanmoins très nette. La base, qui est à 388 m., est formée par 3 m. de sable fin dont les couches semblent horizontales sur la face de la carrière orientée NWSE, mais, en réalité, plongent à 25° vers le NE; par-dessus il y a 2-3 m. au moins de galets et petits blocs roulés en couches horizontales; la nature des éléments est la même que dans la carrière précédente.

Deux faits sont à retenir: 1° les éléments de la butte de Pont ne renferment pas de débris de la haute Moselle (granite des Ballons, Carbonifère); les arkoses et autres débris du Grès rouge, et les granites à amphibole qui sont abondants, semblent provenir en majorité des massifs de Longegoutte et des Hats par le vallon de Reherrey, et en proportion plus faible, du massif de la Beuille par le vallon de la Croisette. 2° Les couches inclinées qui plongent vers le NE, ont été, postérieurement à leur dépôt, rasées à une cote plus basse de 6-7 m. que celles du delta de la Madelaine.

Cimetière de Remiremont (405 m., fig. 6). — Une sablière de 10 m. de hauteur sur 30 de façade existait autrefois sur le talus qui limite le cimetière. J'y ai vu, en 1883 et 1885, des couches régulières de sable fin prédominant et de graviers plongeant à 25°-27° vers le NNE; les galets étaient peu nombreux et souvent anguleux; je n'ai observé qu'un seul petit galet roulé de granite des Ballons. Un peu au-dessus du cimetière, à la cote 410, on voyait encore en 1922 un gros bloc très arrondi de granite porphyroïde à amphibole, ayant au moins 2 m. 40 sur chacune de ses trois dimensions; il provenait évidemment du Diluvium qui existe sur les hauteurs à l'Ouest.

Grand Châtelet (403 m. 7, fig. 6). — Le volume de la butte qui, avant 1864, était encore de 300 000 mc., avait été réduit des 2/3 dès le début de la création du chemin de fer. En 1877 le résidu avait la forme d'une pyramide tronquée, à base triangulaire; la principale face avait 180 m. et était tournée vers le NW; le sommet à peu près plan, était compris entre 402,5 et 403,7, soit 22-23 m. au dessus de la Moselle. Sur presque toute sa hauteur (10 m. environ) la butte était formée de couches alternantes de sable, graviers et galets roulés, plongeant à 25° vers l'aval; à la base, il y avait 5-6 m. de sables très fins en couches horizontales, et à la partie supérieure une couche de sable et galets, épaisse de 60 à 80 cm., qui coupait horizontalement les couches inclinées. La composition était semblable à celle de la Madelaine; je n'y ai vu ni granite des Ballons, ni schiste de Bussang,

1. La planche VII de l'ouvrage de Hogard: « Observations sur les moraines des Vosges. *Ann. Soc. émulation du département des Vosges*, 1842 » donne une idée de la situation de la butte.

et le docteur Puton qui a suivi les travaux pendant près de deux ans, m'a fait connaître qu'on n'en avait jamais observé. Le diamètre des débris ne dépassait qu'exceptionnellement 0 m. 40; on n'y a trouvé aucun bloc atteignant 1/2 mc. D'après un tableau fait en 1864, et dont je possède une photographie, le talus qui limitait la face tournée vers l'Ouest était interrompu à mi-hauteur (397 m. environ) par une terrasse d'érosion très nette.

Terrasse de Remiremont. — La ville est bâtie sur une vaste terrasse très ravinée qui s'étend sur près de 1500 m. entre le pied du Corroy et Moulin; les parties les mieux conservées sont comprises entre 400 et 405. Les constructions rendent l'étude à peu près impossible, et je me bornerai à citer les coupes que j'ai pu visiter.

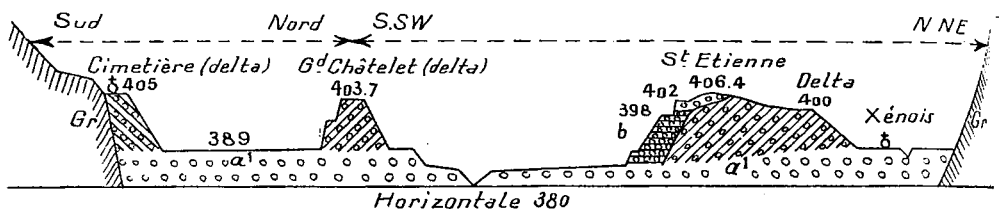


FIG. 6. — COUPE ENTRE LE CIMETIÈRE DE REMIREMONT ET XÉNOIS, Longueurs : 1/20 000; Hauteurs : 1/2 000.

En 1922, à l'extrémité NW du plateau qui domine la Maldoyenne, sur le chemin de Béchamp, une grande gravière ouverte sur le talus terminal, entre les cotes 392 et 400, était formée presque exclusivement de couches de sable et de petit gravier plongeant à 30° vers le NW; je n'ai trouvé qu'un seul galet de granite des Ballons. Dans une carrière de même altitude, à l'extrémité de la rue Maldoyenne, on voit des couches de sable, graviers et galets roulés plonger à 30° vers l'Est. Enfin, dans une gravière ouverte à l'extrémité Nord de la terrasse, près d'un rocher de granulite, des couches régulières de sable et de galets plongeaient à 27° vers le SW, ce qui semble indiquer qu'elles ont été déposées par le ruisseau de Rouveroye. Je n'ai trouvé dans ces deux dernières gravières, ni granite des Ballons, ni débris du Carbonifère. Les blocs paraissent rares dans les couches supérieures, et il est probable que ceux qui existaient sur la surface ont disparu par exploitation.

Terrasse de Moulin. — Elle commence sur la rive droite du ruisseau de Val Courroye par une petite terrasse cotée 405, qui se termine près du ponceau de Moulin à une butte cotée 400. Cette butte est une petite terrasse d'érosion, dans laquelle j'ai pu constater l'existence de couches de sable et de galets pour la plupart très roulés, plongeant à 25° vers le NE, sur le talus qui fait face au Nord, et à 15° environ vers le SE, sur le talus au Sud. Ce plongement des couches indique nettement qu'elles ont été, comme les précédentes, déposées par le ruisseau de Val Courroye. Le sable est abondant, les galets sont

très roulés, les blocs semblent faire défaut. Je n'ai vu aucune roche de la Haute-Moselle.

Sur la rive gauche du ruisseau, la terrasse de Moulin peut être suivie vers le Nord pendant près de 1200 m. ; au Nord de la route de Raon, elle a été légèrement abaissée (403 m. environ) par l'érosion du ruisseau, mais au delà de Ranfaing, elle se maintient à l'altitude de 405. La seule coupe que j'aie vue se trouve sur la route, à 300 m. au Nord du ponceau, à l'altitude de 400 m. ; le sable se montre sur 2-3 m. en couches plongeant à 27° les unes vers les autres, dans deux directions opposées, vers le Nord et vers le Sud ; il est recouvert par des graviers et cailloutis roulés, qui s'élèvent jusqu'au sommet de la terrasse ; je n'ai trouvé aucun granite des Ballons.

Terrasses de Saint-Nabord et de Longuet. — Après une courte interruption due à un promontoire rocheux, les terrasses reparaissent et forment pendant près de 2 km., entre Saint-Nabord et le ravin de la Dare, une bordure continue dont la largeur peut atteindre 500 m. ; leur surface se relève vers le ravin où coule le ruisseau de Longuet. En 1883, pendant la construction du canal, j'ai pu constater que le sable très fin formait tout le talus de la terrasse au-dessus de la rigole entre Saint-Nabord et la Dare¹, et s'élevait au moins jusqu'à une cote voisine de 390 ; il était souvent rougeâtre, et provenait en partie de la désagrégation du Grès vosgien ; sur un grand nombre de points, il alternait avec des lits de graviers et de petits galets, généralement roulés, plongeant vers la Moselle, sous des angles de 25 à 27° ; à la partie supérieure des terrasses, on voyait des couches horizontales de galets et de graviers.

Trois coupes méritent d'être signalées :

sous la Halte de Saint-Nabord (404 m. 7), vers la cote 402, les couches de sable et de galets paraissent horizontales : j'ai noté deux granites des Ballons dont un de 0 m. 15 ;

dans un petit ravin à 600 m. au NE, et à la cote 390, des couches de sable un peu graveleux, dont l'épaisseur totale atteignait 3 m., plongeant à 27° vers le SW, ce qui indique qu'elles ont été déposées par des eaux descendues des hauteurs de Longuet, et que le replat sous lequel elles se trouvent, est une terrasse d'érosion d'origine latérale ; j'y ai recueilli deux galets de granite des Ballons.

enfin, à l'Est de la voie ferrée, contre le viaduc de la Dare et sur la rive droite du ravin, une vaste sablière de 5-6 m. de hauteur est entièrement constituée par des couches de sables fins avec très petits lits de gravier intercalés, plongeant à 27° vers le Nord ; la limite supérieure des couches inclinées peut être fixée à 404 environ ; elles sont recouvertes par une nappe horizontale de galets roulés parmi lesquels je n'ai observé aucun granite des Ballons.

La prépondérance du sable est générale dans toute l'étendue des deltas de Saint-Nabord et de Longuet ; il forme probablement les 2/3

1. L'altitude du plafond entre Saint-Nabord et Noir Gueux est comprise entre 380,9 et 380,6.

au moins de la masse ; cette prépondérance était particulièrement accusée tout le long de la rigole du canal qui domine la plaine de 4-5 m. en aval de Saint-Nabord.

Les blocs ont dû être nombreux autrefois sur la surface de ces deux deltas et sur celle du delta de Moulin, ainsi que dans les couches horizontales qui recouvrent les couches inclinées ; ils ont été exploités pour la plupart, mais on en trouve de nombreux fragments, notamment à Longuet le long de la grande route, et dans le chemin à l'Est de la voie ferrée ; beaucoup d'entre eux sont des granites à amphibole du type du Haut-du-Roc et de Longegoutte.

Des terrasses d'érosion se montrent sur les talus qui limitent les deltas. Indépendamment du petit replat signalé au NE de la station de Saint-Nabord, je citerai la terrasse qui se trouve à l'extrémité Nord du delta de Longuet, sur la rive droite du ravin de la Dare, à une cote voisine de 390 ; elle paraît entièrement formée de sable, et représente peut être un delta de la Dare, créé pendant la période d'abaissement du lac (fig. 3 et 4).

En aval du ravin, il n'y a plus de traces de deltas ; les alluvions qui bordent la route nationale jusqu'au Collet où elle franchit la digue de Noir Gueux, se rattachent très probablement à la nappe de la Halte. Quant aux deux terrasses les plus élevées que j'ai signalées sur le talus terminal de la digue, elles me paraissent devoir être assimilées à des terrasses sous-lacustres. Cette assimilation ne paraît pas douteuse pour la terrasse de la Dare, sur laquelle j'ai observé deux coupes. La première se trouvait immédiatement au-dessus de la ferme de Noir Gueux, vers 385 m., et paraissait formée de sable fin, stratifié en couches minces, plongeant à 25° vers l'amont ; dans la deuxième située à 200 m. en amont de la ferme, au bord du canal, on ne voit sur toute la hauteur (4 m.) que du sable lavé, sans stratification apparente, renfermant quelques petits galets roulés. En ce qui concerne la terrasse la plus élevée (400 m. environ), qui est très étroite et ne présente aucune coupe, je me bornerai à faire remarquer que sa formation ne peut guère s'expliquer en dehors de l'hypothèse : elle marque le rivage de l'ancien lac, un peu en dessous de la limite de l'action des vagues, et s'est formée dans les mêmes conditions que les terrasses sous-lacustres de la Moselotte dont je parlerai plus loin.

B) RIVE DROITE DE LA MOSELLE.

Terrasse du Saint-Mont (397 m.). — Au pied du Saint-Mont, un peu à l'Ouest de Celles, il existe un amas de sable, galets et petits blocs de 12 m. de hauteur, de 400 m. de front et de 120 m. de largeur, très dénudé par les eaux. Le sable est très abondant, les galets et blocs sont en majorité anguleux et polyédriques, et appartiennent à des roches en place dans le massif du Saint-Mont (granulites, gneiss, eurites roses) ; des galets roulés leur sont associés ; ils proviennent très probablement d'alluvions plus anciennes, dont il existe des traces sur toutes

les pentes voisines. Les débris du Grès Vosgien sont peu nombreux et je n'ai vu qu'un petit galet très roulé d'anagénite du Grès rouge ; il n'y a ni granite des Ballons, ni Carbonifère. En 1877, dans une gravière en exploitation, on voyait des traces, peu nettes d'ailleurs, d'une stratification inclinée vers la Moselotte. La situation de cet amas au pied de pentes très rapides, son altitude et sa composition semblent indiquer qu'il représente une terrasse sous-lacustre, formée comme les terrasses en amont de Celles, avec lesquelles il se raccorde.

Terrasse de Saint-Étienne (fig. 6). — Elle s'étend sur 1400 m. entre les Traits de Roche et Xénois, et sa largeur atteint près de 700 m. ; elle est actuellement séparée des pentes par un petit vallon où coule le ruisseau de Seux ; son altitude, antérieurement aux dénudations qu'elle a subies, devait être celle du sommet 406, 4, à l'Ouest de l'Église. En amont, elle est barrée par les rochers des Traits de Roche ; des rochers affleurent à sa surface près de l'Église (408 m.) et à sa base, sur le bord de la Moselle, au SW de Xénois, à la cote 386. Dans toutes les gravières ouvertes sur la surface supérieure, on constate que la structure et la composition sont semblables à celles observées à la Madeleine et au Châtelet : prédominance du sable, galets en général roulés, structure des deltas, extrême rareté des roches de la Haute Moselle, abondance des éléments d'origine locale (gneiss, granite porphyroïde, granulites, Grès vosgien) ; on y trouve aussi quelques Grès rouges et des granites à amphibole. Dans une gravière au SE de l'Église, j'ai constaté, de 1892 à 1897, l'existence sur 5-6 m. de hauteur, de couches très régulières de sable, et de galets généralement roulés, parfois à arêtes simplement usées, et dans ce cas originaires du massif de Fossard ; elles plongeaient à 27° vers le NW ; leur partie supérieure, qui était à 403 m. environ, était recouverte par une nappe horizontale de galets avec quelques petits blocs ; je n'y ai vu ni granite des Ballons, ni Carbonifère. Sur le sol de la carrière, se trouvait un bloc arrondi de granite à amphibole et à plagioclase verdâtre, dont les dimensions étaient 1 m. 50, 1 m. 50, 1 m. : il a disparu depuis. Une grande sablière ouverte au Sud de Xénois (basé à 392, sommet à 400), montrait, en 1895, des couches très régulières de sable, graviers, galets, plongeant à 27° vers WSW ; mais en 1920, par suite d'un changement dans la direction de la coupe, le plongement d'une partie des couches était plus faible, et se rapprochait même de l'horizontale ; la base paraissait formée de sables en lits horizontaux ; je n'y ai vu qu'un galet de granite des Ballons.

Sur la surface de la terrasse de Saint-Étienne, les blocs ont dû être autrefois très nombreux, et parmi eux les granites à amphibole ; l'exploitation les a fait disparaître en partie, mais, d'après les résidus laissés sur place et utilisés pour les clôtures, on peut admettre que la plupart étaient roulés et à surface usée et que le diamètre d'un certain nombre devait atteindre au moins 1 m. ; beaucoup, parmi ces derniers, provenaient du Diluvium et des Alluvions erratiques des hauteurs de Fossard.

Le talus très rapide qui borde la terrasse de Saint-Étienne du côté de la Moselle, est constitué par des alluvions d'un caractère tout différent, que j'ai pu étudier autrefois dans trois gravières, l'une au Nord du pont du canal sur lequel passe la route de Gérardmer, en face du tissage, une autre 100 m. en aval et une troisième 150 m. en amont. La première, qui seule subsiste (*b*, fig. 6), a une dizaine de mètres de hauteur. A la base qui est à 386, on trouve 5-6 m. de couches à peu près horizontales de sables très rubéfiés par places, de graviers et galets très roulés, avec quelques petits blocs également roulés. Au-dessus, la stratification prend un caractère plus torrentiel, et les éléments sont plus gros ; on y voit de nombreux blocs de 0, 50 à 0, 70 et même de 1 m. de diamètre (granite, granulite, granite porphyroïde) ; ils sont souvent très roulés, parfois simplement usés sur leurs angles ; beaucoup sont tombés sur le sol de la carrière ; parmi eux, plusieurs blocs granitiques arrondis, et à surface rugueuse présentaient une *seule face* très usée et à peu près plane sur laquelle se montraient des bandes de friction parallèles, comme celles des miroirs de faille¹ ; j'en ai d'ailleurs observé de semblables dans des massifs granitiques en décomposition : fort de Rupt, pentes au Nord du Thillot, etc. Parmi les galets, on trouve en grand nombre des granites des Ballons, toujours très roulés (15-20 cent.) et des schistes du Carbonifère ; ils semblent fréquents surtout à la base et ne paraissent pas s'élever à plus de 6-7 m. (393 m. environ) ; en tout cas je n'en n'ai pas vu sur le replat au sommet de la carrière qui est à 398 ; j'ai noté aussi un galet de Serpentine très altéré. Les deux autres gravières présentaient les mêmes caractères ; les granites des Ballons étaient toutefois plus abondants dans celle en amont, entre les cotes 390 et 392 ; on peut en conclure que ces cailloutis sont indépendants du delta qu'ils ravinent et dont la composition et la structure sont entièrement différentes.

Il existe sur le delta de Saint-Étienne des traces de plusieurs terrasses secondaires, parmi lesquelles je citerai d'amont en aval :

un ancien passage d'eau à la cote 399 sur le plateau à l'Est des casernes ;

un peu plus bas, à l'Ouest des Traits de Roche, une vaste terrasse à la cote 391 environ, s'étend vers l'aval pendant 300 m. ; après une courte interruption, elle reparait à 500 m. au delà du pont du tissage et peut alors être suivie jusqu'à Seux ; entre Seux et la Moselle, elle est limitée par un talus bien marqué, dont le bord près de la Moselle est à la cote 388 ; cette terrasse semble correspondre à celle de la gare ;

enfin, un petit replat coté 398 environ, au Sud du sommet 406, 4, au-dessus de la carrière du tissage.

Terrasse de Fleur-Champ (404 à 405 m.). — C'est une terrasse très étroite (50-60 m. au sommet), qui borde le pied des pentes. Vers la base

1. Ce sont des surfaces semblables à celles que Collomb a signalées le premier et qu'il a qualifiées de *Cannelées* (Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Paris, 1847).

entre 389 et 396 m., une grande gravière montre des couches très régulières de sable et de graviers roulés, plongeant à 30° vers la Moselle ; le sable domine dans la partie moyenne. Au-dessus s'étend un plateau de cailloutis, dont la majeure partie sont roulés ; les débris anguleux viennent du massif de Fossard ; il n'y a aucun granite des Ballons. Près de la route, une petite terrasse d'érosion s'élève à 383 m. environ, soit 3-4 m. au dessus de la rivière, et peut être suivie vers l'aval pendant quelques centaines de mètres.

A 800 m. en aval de Fleur-Champ, le fond de la vallée est occupé par un vaste plateau granitique, non figuré sur la carte, qui s'étend à l'Ouest de l'ancienne route ; il s'élève à la cote 386, soit 8-9 m. au-dessus de la Moselle. La surface présente une série de bosses arrondies, usées par les eaux, et qui sont, par places, couvertes de galets roulés ; je n'y ai vu qu'un seul granite des Ballons, un peu altéré.

Terrasses de Méhachamp. — Immédiatement au Nord de ce plateau rocheux, se dresse une vaste terrasse que l'on peut suivre vers l'aval pendant près de 800 m. ; elle est séparé en deux parties par un ravin étroit : la partie Sud est cotée 403,5, celle au Nord qui porte le hameau de Méhachamp, est à la cote 406,7. Je n'ai vu aucune coupe, mais il m'a semblé que le sable prédominait sur presque toute la hauteur ; la surface supérieure est couverte de galets, en général roulés, parmi lesquels il y a de nombreux gneiss ; j'ai recueilli sur chacune des deux terrasses un galet de granite des Ballons.

Le bord de la terrasse, le long de la rive droite du ravin, est couvert de petits blocs roulés ou arrondis, qui ont été retirés des champs ; ils représentent évidemment les débris d'un ancien cône de déjection qui a recouvert une partie des deux terrasses, et a été plus tard creusé par le ruisseau qui l'avait formé ; les eaux du ravin se sont, pendant le creusement, dirigées vers le Sud-Ouest, et ont abaissé légèrement la surface de la terrasse méridionale. Ce qui semble justifier cette hypothèse, c'est que cette dernière est bordée près des pentes par un ressaut de 2-3 m. qui marque son niveau primitif.

En aval de Méhachamp, la terrasse s'abaisse brusquement et le pied du talus qui la limite au Nord est bordé par une terrasse plus basse (385-388), sur laquelle l'homme a autrefois créé un petit étang.

Au delà du Rocher de la Broche, sur les pentes duquel on trouve de nombreux galets roulés, on ne voit plus de traces de deltas, jusqu'au Rocher de Noir Gueux ; cependant, sur les pentes *rapides* un peu en dessous de la ferme des Cailles, j'ai vu, à la cote 400, un trou de 2 m. ouvert dans des couches de sable fin avec petits graviers, qui plongeait à 25° vers la Moselle.

C). CONCLUSIONS. — Avant d'aborder l'étude des terrasses situées en amont du confluent de la Moselotte, il est nécessaire de résumer les résultats acquis :

a) La plupart des terrasses présentent la structure caractéristique des *deltas lacustres*, sur une hauteur qui peut atteindre une vingtaine de mètres.

b) La concordance de leurs altitudes sur une distance de près de 7 km. et leur composition (absence ou extrême rareté des roches caractéristique de la Haute-Moselle) indiquent nettement que les deltas situés en aval de Remiremont se sont déposés dans un même lac, et qu'ils n'ont pu être créés ni par la Moselle, ni par la Moselotte ; ils ont donc nécessairement été entièrement formés par les ruisseaux des ravins latéraux au débouché desquels ils se trouvent placés. Cette dernière conclusion est corroborée par ce fait que dans plusieurs deltas on constate que les couches plongent de part et d'autre de la direction du ravin, les unes vers l'amont, les autres vers l'aval de la vallée de la Moselle.

En ce qui concerne les deltas situés autour de Remiremont et en amont (Saint-Étienne, Châtelet, Madelaine, Pont), il est certain qu'ils n'ont pu être créés par la Moselle, puisqu'ils ne renferment que très exceptionnellement des roches de la haute vallée ; d'autre part, on verra plus loin que la Moselotte n'a pas pu contribuer à leur formation ; la seule solution rationnelle, justifiée d'ailleurs par leur composition, consiste à faire provenir la majeure partie de leurs éléments constitutifs des vallons de Reherrey et de la Croisette, qui débouchent un peu en amont de Pont.

c) L'altitude du lac devait être très voisine de la cote 405¹. La surface supérieure des couches inclinées doit, en effet, se trouver en dessous du niveau du lac, d'une quantité variable avec la profondeur normale du cours d'eau, le volume et la vitesse de ses eaux. D'autre part, l'épaisseur de la nappe horizontale qui recouvre ces couches a nécessairement son minimum au bord du lac ; elle doit augmenter vers l'amont avec l'étendue du delta, et d'autant plus rapidement que la pente du cours d'eau est plus grande. Si on compare les altitudes du sommet des couches inclinées relevées sur quelques points où leur détermination est possible, et où elles ne paraissent pas avoir été ravinées, on voit que cette altitude atteignait 403 m. à Saint-Étienne, 403 m. au moins au Châtelet, et 404 m. environ près du viaduc de la Dare. A la Dare, la profondeur du ruisseau devait être de quelques centimètres seulement, et on peut admettre, étant donné le faible volume des matériaux transportés et la largeur de la vallée, que la profondeur de la rivière sur le plateau de Saint-Étienne était de 2 m. environ, comme celle de la Moselle actuelle. On peut en conclure que l'altitude

1. C'est la cote que j'avais admise en 1897.

du lac a dû, pendant une longue période, être comprise entre 405 et 406 m.

Je désignerai ce lac sous le nom de lac de Remiremont, ou simplement par son altitude initiale que je fixerai à 405 m.

d) L'extrême abondance du sable et sa présence exclusive à la base des deltas en couches peu inclinées et sur une épaisseur de plusieurs mètres, peut être constatée dans la plupart des deltas. A la Madelaine, l'altitude des sables de la base atteint 391 m. environ ; ils descendent à 385 m. *au moins*.

e) Le grand développement longitudinal des deltas de la Madelaine et de Saint-Étienne, les terrasses d'érosion que l'on observe sur les talus qui les limitent, l'existence de la butte de Pont et des deux Châtelets, indiquent nettement que la vallée de la Moselle a été complètement occupée d'une rive à l'autre, entre la Poirie, Saint-Étienne et Remiremont, par des dépôts lacustres qui ont barré la Moselotte entre Pont et le pied du Saint-Mont.

f) Les alluvions à éléments de la Haute-Moselle qui couvrent le talus qui limite le long de la rivière la terrasse de Saint-Étienne sont nécessairement postérieures au delta ; elles ont été apportées pendant l'abaissement du lac, à une époque où le rivage se trouvait déjà un peu en aval de Remiremont, entre Seux et Moulin.

2^e VALLÉES DE LA MOSELLE ET DE LA MOSELOTTE EN AMONT DU CONFLUENT.

A. VALLÉE DE LA MOSELOTTE. — Le lac 405 a dû au début s'étendre au moins jusqu'à Vagney, sans pénétrer toutefois dans les vallées du

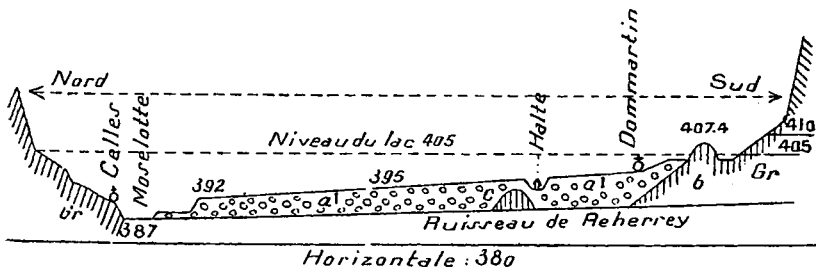


FIG. 7. — COUPE DE LA TERRASSE SOUS-LACUSTRE AU NORD DE DOMMARTIN.
Longueurs : 1/20 000 ; Hauteurs : 1/2 000.

Cleurie et du Bouchot. Au pied des hauteurs souvent escarpées qui bordent la vallée, on trouve sur les deux rives des terrasses à peu près continues, mais en général de faible largeur, sauf à Dommartin ;

leur altitude au pied des pentes reste à peu près constante pendant 6 km. environ, et comprise entre 400 et 405 m., tandis que dans le même intervalle, l'altitude de la Moselotte varie de 13 m.¹.

Pour bien saisir les caractères de ces terrasses, il est nécessaire de décrire d'abord la plus importante d'entre elles, celle de Dommartin (fig. 7). Elle commence au village, à la cote 399, au pied d'un petit replat qui la domine de 3 à 5 m. et qui est lui-même dominé au Sud-Est par le piton granitique *b* coté 407,4; elle s'abaisse vers le Nord pendant 1200 m. avec une pente de 0,6, et se termine à 200 m. des pentes de la rive droite à la cote 392 et à 4-5 m. au-dessus de la Moselotte; sa largeur au Nord de la voie ferrée ne dépasse pas 400 m., et comme d'autre part elle est limitée à l'Ouest par un talus rapide orienté Nord-Sud, qui s'étend jusqu'à la Poirie, et à l'Est par une large dépression créée par le ruisseau de Franould, elle semble former une sorte de digue ou de promontoire qui barre presque complètement la vallée de la Moselotte.

La constitution de cette terrasse peut être étudiée sur plusieurs points. Je citerai d'abord les deux grandes sablières ouvertes à la surface, l'une à 100 m. au Nord de la Halte et à la cote 396, l'autre entre la Halte et le village, près de la route, à la cote 398. Dans la première, qui a 50 m. de front et 5-6 m. de hauteur, le sable très fin constitue presque toute la masse; à la base, il est en couches horizontales, dont l'épaisseur peut atteindre 10 cm., et qui alternent avec des lits de très petits graviers; un peu plus haut, les couches, toujours horizontales, présentent des traces de stratification diagonale, avec plongement dans des directions divergentes, sur des points rapprochés; en haut, une couche de 1 m. environ, remaniée par la culture, occupe le sommet de la sablière, et forme la surface de la terrasse; on y voit d'assez nombreux galets roulés. Dans la deuxième sablière, qui a 4 m. de hauteur, la structure est semblable, mais la proportion des graviers semble un peu plus forte, et on ne voit pas de galets dans les champs qui la surmontent.

Plusieurs fouilles exécutées sur des points éloignés et à des altitudes différentes, ne montrent que du sable. Je citerai: une fouille sur le talus occidental à 600 mètres au Nord de la Halte, à la cote 391; une autre au Sud, un peu à l'Est de la route de Vécoux et à la cote 396; enfin une troisième sur la rive droite du ravin de Franould, au Nord de la voie ferrée, vers 392.

On peut déduire de ces données que, sauf au voisinage immédiat des pentes, la terrasse dont l'épaisseur visible atteint 8-10 m. près de Dommartin, est constituée entièrement par des sables fins, stratifiés horizontalement et alternant avec des lits de très petits graviers (5-6 millim. au plus), le plus souvent anguleux, presque exclusivement granitiques; à la partie supérieure, les graviers sont un peu plus gros, mais n'atteignent que très exceptionnellement deux centimètres; quelques-uns sont un peu arrondis et même roulés.

1. La plupart de ces terrasses ne sont représentées que sur la carte de de Billy.

Les galets que l'on trouve à la surface de la terrasse sont surtout des granulites, le plus souvent roulées, et des quartzites du Grès Vosgien : les plus gros ont 7-8 cm. ; ils sont toujours isolés, ne forment pas d'amas et sont même rares ou absents dans certains champs. C'est seulement en approchant du bord des talus qui limitent la terrasse, sur ces talus et dans les ravins creusés par les ruisseaux latéraux, que les galets deviennent abondants, et forment une couverture presque continue. Si l'on remarque que les chemins d'exploitation ont tous été empierrés avec des galets apportés, et que les engrais en renferment souvent, on sera en droit d'en conclure que les galets isolés à la surface des champs ont, pour la plupart, été apportés par l'homme, et que c'est seulement près des bords de la terrasse, sur les pentes du talus terminal et dans les ravins, que leur présence peut avec certitude, être attribuée à l'action des eaux courantes.

Quant aux blocs, ils font absolument défaut dans l'intérieur de la terrasse, et ceux très rares, que l'on voit à sa surface, où ils sont utilisés pour marquer les limites des propriétés, ont été certainement apportés.

Au voisinage immédiat des pentes de la vallée, la composition de la terrasse est très différente. Le petit replat coté 402-405 qui la borde près de Dommartin, et qui n'est séparé des hauteurs que par le piton *b* et par la tranchée de la route, est couvert de sable et de galets de roches cristallines en partie roulés, associés à des quartzites ; il semble se prolonger avec les mêmes caractères jusqu'à Franould, car à 400 m. au NE de Dommartin, la route est dominée par un petit replat formé de galets roulés, large de 30-40 m. et compris entre les cotes 400 et 405, qui se raccorde par un talus de quelques mètres, avec le plateau sableux situé au Nord ; au Sud-Est, un replat de même altitude et de même composition s'étend jusqu'au voisinage de la Poirie. Je n'ai vu nulle part ni granite des Ballons, ni débris du Carbonifère.

Le remarquable contraste qui existe à Dommartin entre les alluvions qui bordent le pied des pentes et celles qui constituent la terrasse proprement dite, se manifeste également dans toutes les terrasses qui s'étendent sur les deux rives de la Moselotte, jusqu'à la transversale Champé-Bréhaviller.

Rive gauche de la Moselotte. — En amont de Franould, jusqu'au Chanois, la rivière est bordée par une terrasse sableuse très étroite, dont le bord, marqué à peu près par la route, se maintient pendant près de 4 km. à une cote comprise entre 398 et 400 ; l'altitude de ce bord au-dessus de la rivière décroît par suite d'aval en amont : elle devient à peu près nulle en amont de Champé. Une série de pointements granitiques se dressent au-dessus de la surface de la terrasse, et en limitent l'extension du côté de la rivière, mais il n'est pas douteux qu'elle s'étendait autrefois bien au-delà de cette limite.

La seule coupe qui traverse à peu près toute l'épaisseur de la terrasse, est celle que j'ai observée en 1921, dans un puits carré de m. de côté, ouvert à la cote 400 sur la surface de la terrasse, à 100 m.

au S-SW de la station de Peccaviller et à 60 m. des pentes, entre la grande route et un chemin vicinal se dirigeant vers l'Est¹. A l'époque de ma visite, le forage avait atteint 6 m. et montrait de haut en bas : 2 m. 50 de sable argileux fin, sans stratification apparente, 0 m. 30 de sable fin formant une couche horizontale sur la tranche de laquelle se dessinaient les traces de petits lits de 1-2 cm. d'épaisseur plongeant vers la rivière sous un angle de 25° environ (stratification diagonale); enfin, 3 m. 20 de sables fins stratifiés horizontalement en lits très minces; on ne voyait sur toute la hauteur ni galets, ni graviers. La base du forage se trouvait alors à 394 environ, par conséquent à 1-2 m. au plus au-dessus du niveau de la Moselotte.

Une dizaine de fouilles de 1-3 m., exécutées pour la plupart le long de la route entre les km. 57 et 54², montrent que près du bord externe, la partie supérieure de la terrasse est constituée par des sables fins, stratifiés horizontalement, alternant parfois avec des lits de très petits graviers; dans l'une d'elles on voyait vers la base des traces de stratification diagonale. On peut donc considérer comme très probable que près de son bord externe, la terrasse a, sur toute sa longueur, la même composition et la même structure que celle de Dommartin au Nord du village.

Au pied des pentes, au contraire, on constate partout que le bord supérieur qui se tient au voisinage de la cote 405, est constitué par des cailloutis. Au Sud de Champé notamment, le contraste est très net; la bande sableuse qui s'élève à la cote 400 près de la route (2-3 m. au dessus de la plaine alluviale), est dominée par un petit plateau de 100 m. de largeur sur 2-300 m. de longueur, qui s'étend jusqu'aux pentes où il atteint la cote 405; il est formé par une nappe de faible épaisseur de galets surtout granitiques, en général assez bien roulés, associés à beaucoup de sable, et qui repose sur le granite; la rareté des quartzites indique que les éléments proviennent du ravin de Menaumont, où les galets granitiques sont nombreux sur un gradin situé à 50 m. plus haut.

Un peu en amont de Champé, la plaine alluviale atteint 400 m., et il n'existe plus de terrasse sableuse; mais on trouve encore des traces d'une bordure de cailloutis à 400-405 m. près du Chanois, que l'on peut suivre jusqu'à la gare de Vagney.

Rive droite de la Moselotte. — Entre Celles et Bréhaviller, s'étend une vaste terrasse à surface à peu près plane, dont la continuité n'est interrompue que par la vallée de Cleurie; très étroite à Celles, elle atteint près de 600 m. de largeur entre Autrive et Saint-Amé, 200 m. à Bréhaviller. Au pied des pentes, son altitude est comprise entre 400 et 405; elle s'abaisse avec une pente très faible vers la rivière, au-dessus de laquelle elle se termine par des talus de quelques mètres, à

1. Le rail près de la station est à une cote très voisine de 397,5 (Repère du N. G. à 398, 04).

2. Le passage à niveau au SW de la station de Peccaviller est au km. 56,7; les numéros des bornes augmentent d'amont en aval.

397 environ près de Saint-Amé, à 400 près de Bréhaviller ; les pointements rocheux sont peu nombreux sur sa surface (Meyvillers, Saint-Amé, Bréhaviller)¹.

Entre Celles et le débouché du Cleurie, il n'y a aucune coupe ; quelques fouilles faites à la surface permettent cependant de constater que le sable fin en couches horizontales constitue la partie supérieure de la terrasse : fouille de 2-3 m. dans le village de Celles à la cote 399, série de trous de 1 m. creusés au Sud de l'église de Saint-Amé à la cote 396. Sur la surface il y a partout des galets dans les champs, mais ils sont isolés : c'est seulement au pied des pentes qu'ils apparaissent en grand nombre, ainsi qu'au voisinage du talus d'érosion qui limite la terrasse au Sud de Saint-Amé, vers 395.

Sur la terrasse de Bréhaviller, dont le soubassement est presque entièrement rocheux, je n'ai vu aucune fouille : la surface, jusqu'au bord externe, est couverte de galets généralement roulés ; mais il n'est pas certain qu'ils aient été apportés par la Moselotte, car les pentes de la rive gauche entre Crémanviller et Bréhaviller en sont couvertes, notamment celles du vallon du Rupt de Bugne, jusqu'au voisinage du sommet de Chèvre-Roche, c'est-à-dire à près de 800 mètres ; la question ne pourra être tranchée que par des fouilles.

En amont, il n'y a plus de terrasse sableuse, pour la même raison que sur la rive gauche. On constate cependant l'abondance du sable au pied des pentes, notamment dans une fouille à 400 m. en aval de Crémanviller et à la cote 403.

Entre Vagney et Zainvillers, la plaine alluviale est bordée par une vaste terrasse d'un caractère tout différent ; elle est cotée 408,1 près du cimetière de Vagney (soit 5 m. au-dessus de la rivière) et remonte, avec une pente de 0,33 environ, jusqu'à Zainvillers, où sa largeur atteint près de 400 m. Une vaste gravière, située à 900 m. au Sud de Vagney et ouverte sur la surface cotée 411, permet d'étudier sa composition. Sur 3 m. de hauteur, on voit des lits horizontaux de sable et de galets très roulés, sans mélange de blocs ; les galets ont 3-5 cm. de diamètre, rarement plus, exceptionnellement 15 cm. ; à la base de la carrière le sable domine, et à 40-50 cm. plus bas on trouve l'eau. Il est évident que cette terrasse a fait autrefois partie d'une nappe alluviale créée par la Moselotte, qui s'étendait d'une rive à l'autre, et aboutissait au lac 405 ; il en existe d'ailleurs quelques traces sur la rive gauche, notamment à 300 m. au Sud de la gare de Vagney, où se dresse le long de la voie une petite butte isolée qui domine la rivière de 6-7 m. ; elle a été exploitée à diverses reprises et n'a plus que 50 m. de longueur, sur 10-15 m. de largeur ; mais elle devait évidemment, avant la construction de la voie ferrée, s'étendre jusqu'aux pentes. La coupe étant ancienne, la stratification n'est plus visible actuellement ; on peut seulement constater que la butte est formée de sable, de galets très roulés, souvent assez gros (30-40 cm.) et de

1. Il me paraît très probable que le promontoire d'Autrive doit être en grande partie rocheux près du pont de Peccaviller.

blocs roulés ayant parfois 1 m. de grand axe ; on y voit aussi beaucoup de débris de formes irrégulières provenant du ravin des Chenaux. A Zainvillers commence le défilé rocheux, long de près de 4 km. qui s'étend jusqu'à la grande dépression de Saulxures, et il n'est plus possible de suivre les traces de la terrasse.

Si, comme il est probable, le lac 405 s'avancait au début jusqu'au voisinage de Zainvillers, le delta de la Moselotte a dû commencer à se former à cette cote dès la sortie des gorges ; mais à mesure qu'il progressait vers l'aval, la nappe alluviale se relevait, et elle a atteint finalement près de Zainvillers une altitude voisine de 413. En aval, elle se terminait très probablement entre Crémanviller et Bréhaviller ; mais comme la plaine actuelle s'élève à 400 m. près de Fontaine, on conçoit qu'aucune coupe ne puisse faire apparaître des couches inclinées.

Le Bouchot a dû également former un delta ; mais son lit étant encombré de rochers, l'extension de ce delta a dû être très limitée ; en tout cas, il se confondait, à partir de Vagney, avec celui de la Moselotte.

En ce qui concerne le Cleurie, on remarquera que les galets et blocs ont dû s'arrêter au pied de la Cataracte et s'y accumuler et que les sables ont seuls été transportés vers l'aval ; c'est seulement après le remplissage du couloir qui s'étend entre le Saut et Saint-Amé, que les galets ont pu atteindre le rivage du lac, et il est probable qu'à cette époque son niveau avait commencé à s'abaisser.

Il en a peut-être été de même, au débouché du vallon de Franould où les eaux tombaient en cascade d'une hauteur de plus de 20 mètres.

Conclusions. — a) Dans la Moselotte, en amont de son confluent et jusqu'à Crémanviller-le-Chanois, le pied des deux versants est bordé de terrasses constituées entièrement par des couches à peu près horizontales de sable et de très petits graviers ; leur bord supérieur se maintient à une altitude comprise entre 398 et 400 m. ; leur surface plonge légèrement vers l'axe de la vallée, et il est probable que sur un certain nombre de points les terrasses des deux rives se sont soudées.

Le long du bord supérieur, on trouve, au pied des pentes, une petite terrasse de cailloutis renfermant parfois de petits blocs, et dont l'altitude est très voisine de 405 m. ; l'absence de ces mêmes blocs et galets dans les couches sableuses est d'autant plus remarquable qu'ils abondent sur les pentes jusqu'au voisinage des points culminants.

b) Le mode de formation des couches sableuses ne paraît pas douteux ; ce sont des dépôts *sous-lacustres*, formés un peu en dessous du niveau du lac 405, dans les mêmes conditions que les terrasses signalées depuis longtemps dans un grand nombre de lacs. La surface supérieure de ces dépôts correspond à la *beine* des lacs suisses, mais le fait nouveau mis en évidence par les

coupes observées, est leur structure, qui n'avait peut-être pas encore été précisée, à ma connaissance du moins.

c) Les cailloutis qui couvrent les talus des terrasses sableuses et leur bord inférieur s'élèvent à 398 m. environ à Champé, à 396 à Saint-Amé, à 393 près de l'extrémité nord de la terrasse de Dommartin ; ils n'ont donc pu être apportés par la Moselotte et ses affluents qu'à une époque où le niveau du lac s'était abaissé de 11-12 m. au Nord de Dommartin, et c'est seulement après cet abaissement que les alluvions de la Moselotte ont pu atteindre ou dépasser la transversale Madelaine-Pont-Traits de Roche ; la Moselotte n'a donc contribué en rien à l'édification des deltas de Pont, de la Madelaine et de Saint-Étienne.

d) Le seul delta dont il existe des traces, est celui créé par la Moselotte entre Zainvillers et Crémanviller ; son étendue paraît bien faible eu égard au grand développement de la vallée en amont de Zainvillers et à l'importance des vallées latérales qui débouchent près de Vagney. Il semble donc probable, *à priori*, que les alluvions de la haute vallée ont dû être arrêtées par un lac contemporain du lac 405 et qui occupait la grande dépression de Saulxures.

B. VALLÉE DE LA MOSELLE.

Bien que le lac 405 ait dû, au début, s'étendre jusqu'à Lépange et peut-être même jusqu'à Maxonchamp, on ne trouve plus, à 600 m. en amont de la Madelaine, ni deltas, ni terrasses sous-lacustres, pouvant témoigner de cette extension. Cette absence est d'ailleurs facile à expliquer. En amont de la Poirie, la vallée se rétrécit notablement, et, entre la Poirie et Vécoux, elle est séparée en deux couloirs presque parallèles, par une arête rocheuse de 700 m. de longueur et de 20 m. de hauteur ; d'autre part sa pente est beaucoup plus rapide que celle de la Moselotte (0,35 au lieu de 0,18), et il en résulte que le fond atteint déjà la cote 400 à Vécoux, qui est à 4 km. de la Madelaine, tandis que dans la Moselotte, cette altitude n'est atteinte qu'au bout de 8 km. ; enfin, les pentes des deux versants sont extrêmement rapides et en partie escarpées. On conçoit que, dans ces conditions, la plupart des dépôts formés sur les bords du lac aient été détruits par la Moselle et ses affluents pendant la période d'érosion qui a suivi la période lacustre.

L'exploration de cette région m'a permis néanmoins de constater quelques faits intéressants. Au pied du versant occidental de l'arête rocheuse de la Poirie, s'étend, sur près de 600 m., une terrasse large de 100 m. qui paraît formée de lits horizontaux de sable et de galets roulés ; elle domine la Moselle de 6 à 7 m. Dans une fouille ouverte à l'extrémité Nord, à la cote 399-400 (Moselle à 394), les galets roulés de granite des Ballons étaient nombreux. Au sud de

Vécoux, une vaste terrasse élevée de 5-6 m. au-dessus de la rivière, borde les pentes pendant près de 1 200 m. ; vers son extrémité Sud, dans un trou ouvert à 2-3 m. au-dessus de la Moselle, on voyait de nombreux galets roulés de la même roche. Plus au Sud, il n'y a pas de terrasse distincte sur la rive droite ; mais à 1 300 m. au Nord du pont de Maxonchamp, au débouché d'un ravin latéral, il existe une grande gravière présentant une succession de lits horizontaux de sable, graviers et galets ; qui s'élèvent à 417 m. environ, soit à 10-12 m. au-dessus de la Moselle ; l'abondance des quartzites et l'état souvent peu roulé des galets granitiques ne peuvent laisser aucun doute sur l'origine latérale de l'ensemble ; mais à la base, à 4-5 m. au-dessus de la rivière, j'ai vu quelques galets de granite des Ballons associés à des débris plus roulés, qui indiquent que les alluvions de la partie supérieure de la gravière ont recouvert celles de la Haute-Moselle.

Sur la rive gauche, en aval de Lépage, la petite terrasse qui domine la rivière de 5-6 m. ne montre aucune coupe ; mais, plus en aval, près du pont situé à 400 m. au Sud de Xonvillers, il y a dans les champs, vers la cote 400, à 6-7 m. au-dessus de la Moselle, de petits galets de granite des Ballons, associés à du sable. En aval de Xonvillers jusqu'à la Madelaine, il n'y a plus de terrasses ; mais on trouve sur les pentes, jusqu'à plus de 40 m. au-dessus de la Moselle, d'assez nombreux galets roulés, parmi lesquels je n'ai vu aucun granite des Ballons.

Enfin, je citerai une fouille exécutée sur la route de Vécoux, dans le village de la Poirie, à 150 m. en amont du passage à niveau, et à la cote 399. Dans une anfractuosité des rochers qui s'élèvent à pic à l'Est de la route, on voyait, en 1921, 2 m. de sable mélangé de quelques petits débris anguleux provenant des pentes, et stratifié en couches minces plongeant vers le NW. L'année suivante la gravière qui avait pris un grand développement (5 m. de hauteur sur 20 de façade) ne montrait plus que du sable sans stratification, avec débris anguleux.

La conclusion qui s'impose, c'est que sur les bords de la Moselle en amont de la Poirie, les alluvions renfermant des roches de la haute vallée ne s'élèvent pas à plus de 7-8 m. au-dessus de la rivière, tandis qu'en aval de la Madelaine, elles atteignent 393 m. à Saint-Étienne, soit 13 m. au-dessus de la Moselle, et sont, en ce point, à 12 m. en dessous de la surface du delta. Il est donc évident que les alluvions de la Moselle n'ont pas pu contribuer à l'édification des deltas de la Madelaine, de Pont et de Saint-Étienne, et que ces deltas n'ont pu être formés que par les apports des torrents de Reherrey et de la Croisette qui ont rempli tout le fond de la vallée entre Vécoux et Xénois ; c'est d'ailleurs la conclusion qui ressortait déjà de leur composition et de la non-intervention de la Moselotte. C'est seulement après l'abaissement du lac 405 et pendant la période de creusement qui a suivi, que les alluvions de la Haute-Moselle ont pu dépasser Vécoux et atteindre Remiremont.

Il y a lieu dès lors, de rechercher quel est l'obstacle qui a empêché ces alluvions de dépasser les Meix et de créer un delta en aval. L'hypothèse qui se présente immédiatement, consiste à admettre que les cônes de déjection des deux torrents précités, ont provoqué un relèvement du bras du lac 405 qui s'étendait un peu en amont de Vécoux ; mais, on verra plus loin que ce relèvement n'a pas dépassé 7-8 m., et il semble peu probable qu'une nappe d'eau aussi peu profonde ait suffi pour empêcher les alluvions de la Moselle de s'avancer jusqu'à Vécoux, et de s'étendre en aval. On est donc conduit à admettre pour la Moselle, une explication analogue à celle indiquée pour la Moselotte. et à supposer que les dépressions de Rupt, Ferdrupt, et Ramonchamp se sont formées par effondrement, en même temps que la cuvette du lac 405, et qu'elles ont été occupées par des lacs plus ou moins profonds, que la Moselle n'a pu combler qu'après un temps plus ou moins long.

3° ÉVOLUTION DU LAC DE REMIREMONT PENDANT SON EXISTENCE.

En se basant sur l'ensemble des données qui précèdent, on peut reconstituer dans ses grands traits l'histoire du lac.

A. FORMATION DU LAC. PÉRIODE DE FIXITÉ DU NIVEAU.

Le lac s'est formé en même temps que le barrage de Noir Gueux, où passe son émissaire, dans des conditions que j'exposerai dans la 7^e partie ; son niveau est resté longtemps à peu près fixe et voisin de la cote 405. Au début, il s'étendait en amont, jusqu'au voisinage des barrages rocheux de Saint-Amé, de Zainvillers et de Maxonchamp (fig. 8). Sur toute cette étendue, les sables et menus graviers apportés sur les bords du lac par les ruisseaux latéraux, ou par le ruissellement le long des pentes, ont été entraînés par les courants et les vagues dans la cuvette lacustre, où ils se sont ensuite accumulés jusqu'à une certaine distance du rivage, en couches qui paraissent à peu près horizontales dans les sections de faible étendue, mais doivent en réalité plonger légèrement vers l'axe de la vallée. C'est également à cette action des vagues et courants que l'on doit attribuer les traces de stratification diagonale signalées plus haut ; elles sont dues aux remous qui se produisent au voisinage des inégalités du fond, notamment près des rochers (gravière de la halte de Dommartin près du rocher c, fig. 7). Cette structure n'est du reste pas spéciale aux dépôts lacustres ; elle est fréquente dans les alluvions des cours d'eau dont la profondeur présente des variations sensibles sur des

points rapprochés ; j'en ai vu de beaux exemples dans les gorges du Tarn et j'ajouterai qu'elle s'observe très souvent dans le Grès Vosgien.

En aval de Remiremont, les cours d'eau latéraux ont édifié par-dessus ces couches sableuses, des deltas d'altitudes identiques ; les couches inclinées formées surtout de sable, de graviers et de galets, se sont déposées sur les sables du fond, et ont été recouvertes par des couches à peu près horizontales, composées d'éléments plus grossiers (galets et petits blocs) correspondant au lit normal du cours d'eau ; la surface du delta devait par suite se relever vers l'amont à mesure que le delta s'avavançait dans le lac.

Autour de Remiremont, les deltas du Châtelet, de la Madeleine, de Pont, et la majeure partie de celui de Saint-Étienne, ont été créés par les apports des torrents de la Croisette et de Reherrey. Les deltas de ces deux cours d'eau d'abord séparés, se sont réunis à hauteur de la Poirie, et ont barré complètement la vallée de la Moselle, en isolant le bras du lac situé en amont de Vécoux (lac de Vécoux) ; ils se sont ensuite étendus, jusqu'en aval de Remiremont, en barrant la Moselotte. Je désignerai la réunion de ces deux deltas sous le nom de delta de la Poirie ; sur la fig. 8, ses limites au moment de son maximum d'extension, sont indiquées par le contour *a, b, c, d, e*.

Le lac de Vécoux a joué, dès sa formation, un rôle capital dans l'extension du delta, en raison du débit plus considérable et plus régulier des eaux fournies par son émissaire ; l'action de ces eaux a accéléré l'entraînement vers le Nord des matériaux apportés par les deux ruisseaux latéraux, et régularisé en même temps le profil longitudinal et transversal du delta. A mesure que ce dernier progressait, le niveau du lac de Vécoux se relevait, mais ce relèvement paraît avoir été très faible. En se basant sur les altitudes des buttes de la Madelaine et de Saint-Étienne et sur la présence sur les pentes au Nord de la Poirie, jusqu'à 410 m. environ, de terrasses dont les éléments paraissent provenir en majeure partie du vallon de Reherrey, on peut admettre comme très probable que la pente moyenne du delta de la Poirie devait être comprise entre 0,1 et 0,15, ce qui donnerait 410 à 412 m. pour l'altitude vis-à-vis du village de la Poirie situé à 4 km. de Saint-Étienne ; le relèvement du lac de Vécoux, dans cette hypothèse, n'aurait pas dépassé 7 à 8 m. ¹.

En amont de Vécoux, il n'y a pas de traces d'un delta de la

1. Comme élément de comparaison, je ferai remarquer que la pente de l'Aar entre les lacs de Brienz et de Thoun, que séparent les vastes deltas de la Lüttschine et du Lombach, est seulement de 0,115.

Moselle ; la première terrasse à éléments de la Haute-Moselle que l'on rencontre se trouve contre le rocher des Meix, à 1 200 m. en amont de Maxonchamp, sur la rive droite, et à 7-8 m. au-dessus de la rivière ; elle est stratifiée horizontalement et se rattache à celle de la Poirie cotée 400, qui doit, comme elle, être contemporaine de la période d'abaissement du lac.

A l'époque où le delta de la Poirie atteignait Saint-Étienne, son bord oriental, *b*, *c*, devait, à partir de la Poirie, se diriger sur Pont et les Traits de Roche, et barrer la Moselotte ; mais ce barrage n'a pas dû relever sensiblement le niveau du lac dans la Moselotte ; la distance entre Xénois et les Traits de Roche n'atteint pas 2 km. et, d'autre part, la communication entre le lac de la Moselotte et celui en aval de Remiremont a pu avoir lieu par les Traits de Roche, où l'altitude du défilé que suit la route de Saint-Amé était probablement un peu inférieure à 407, avant les travaux.

Dans la Moselotte, le rivage du lac est marqué presque exclusivement, par des terrasses sous-lacustres dont le développement est souvent considérable ; au Nord de Dommartin notamment, elles ont occupé presque toute la largeur de la vallée. Cette grande extension de la terrasse de Dommartin, est d'ailleurs facile à expliquer. Les terrasses d'érosion existant sur le talus qui la limite à l'Ouest, indiquent qu'elle s'étendait aussi dans cette direction ; d'autre part il semble évident qu'à partir du moment où le delta de la Poirie a dépassé ce hameau, les ramifications du courant principal, qui sont nombreuses dans les larges deltas, ont dû apporter dans la partie du lac située à l'Est, une quantité considérable de sables et de graviers fins, et que ces apports ont pu édifier des terrasses sous-lacustres qui se sont étendues jusqu'au voisinage de Dommartin et de Celles où elles se sont soudées aux terrasses de la Moselotte.

En résumé, vers la fin de la période de fixité du niveau, le lac de Remiremont s'était fractionné en trois lacs distincts, séparés par le grand delta de la Poirie. En aval, entre Saint-Étienne et Noir Gueux s'étendait un grand lac qui avait conservé à peu près son altitude initiale ; en amont, à l'Est du hameau de Pont, la Moselotte était occupée par un lac dont l'altitude était identique ou très peu différente ; enfin, au Sud de Vécoux, le petit lac de Vécoux, dont le niveau s'élevait à 412 environ, était peut-être déjà en partie comblé par les sables provenant des pentes voisines, mais les apports de la Haute-Moselle ne l'avaient pas encore traversé.

B. DISPARITION PROGRESSIVE DU LAC DE REMIREMONT.

Les causes qui ont déterminé l'abaissement et la disparition du lac ne pourront être précisées que lorsque j'aurai établi l'âge des trois nappes alluviales qui constituent le barrage de Noir Gueux et le mode de formation de ce barrage. Je me bornerai donc à indiquer brièvement la succession des phénomènes qui se sont accomplis en amont de Noir Gueux dans la cuvette lacustre.

La disparition du lac comprend deux périodes bien distinctes :

Pendant la première, le barrage s'est abaissé lentement et peut-être avec une vitesse très variable, jusqu'à une cote voisine de 387 m. ; cet abaissement a provoqué un creusement général des deltas, dont les traces près de Remiremont sont marquées par des terrasses d'érosion d'altitudes décroissantes. Plusieurs d'entre elles se trouvent à 7-8 m. en dessous de la surface du delta de la Poirie et semblent correspondre au bord septentrional de la terrasse de Saint-Étienne au Sud de Xénois : je citerai la terrasse au Sud de la Madelaine (400 m.), la butte de Pont (399 m.), la dépression au Sud de Saint-Étienne (398 m.), la terrasse du Grand Chatelet (397 m.). Un autre niveau de terrasses, plus bas de 7-8 m., comprend la terrasse de la gare de Remiremont (389 m.), et celle à l'Ouest des Traits de Roche (391 m.), qui peut être suivie sur la rive droite jusqu'à Seux où elle se termine à une cote voisine de 387, qui était celle du lac contemporain dont le rivage s'étendait entre Seux et Moulin. Le creusement correspondant a isolé la butte de Pont et les deux Châtelets : la petite terrasse à l'Est de Saint-Nabord, celle au Sud de Méhachamp et celles de la Broche et de la Dare datent de cette époque.

Dans la Moselotte, le niveau du lac s'est abaissé à 392 m. environ, et son rivage en amont ne dépassait peut-être pas Celles. Le lac de Vécoux s'est vidé et les alluvions de la Haute-Moselle, après avoir atteint la Poirie à une cote voisine de 402, se sont étendues vers l'aval ; comme la pente de la rivière était alors un peu plus faible que celle de la Moselle actuelle, elles se sont, au début, élevées à la cote 393 environ, au-dessus du tissage de Saint-Étienne, mais se sont ensuite abaissées progressivement jusqu'à la fin du creusement, et ont coulé finalement au niveau de la terrasse de la gare.

Pendant la deuxième période, le creusement du défilé de Noir Gueux depuis la cote 387 jusqu'au niveau actuel qui est à 373 m. sous la ferme, a déterminé la disparition complète du lac de Remiremont ; et comme conséquence celle du petit lac qui existait peut-être encore entre Pont et Celles. Ce creusement a dû être

continu et assez rapide comme l'indique le fait qu'en aval de Seux, la plaine alluviale est remarquablement nivelée jusqu'à Noir Gueux, et qu'il n'existe aucunes traces de deltas latéraux ou d'une extension quelconque du delta de la Moselle en aval de la ligne Seux-Moulin. Les seules terrasses que l'on observe sont les terrasses longitudinales élevées de 3-4 m. que j'ai signalées à Fleur-Champ et dans la région comprise entre la Broche, la Dare et Noir Gueux ; mais leur formation s'explique sans difficulté, si l'on remarque que pendant la période lacustre, les sables qui constituent la base des deltas ont dû s'étendre jusqu'au milieu de la vallée, et en relever le fond de quelques mètres. Lorsqu'à la fin de la période de creusement de l'émissaire, le fond de la cuvette a été abandonné par les eaux du lac, la Moselle l'a raviné et recouvert de ses apports, jusqu'au moment où le seuil rocheux de Noir Gueux a été atteint. C'est pendant ce dernier creusement que se sont formées les terrasses longitudinales, et que la Moselle a décrit sur la rive gauche, en aval du delta de Longuet, le grand méandre qui accentue le tracé concave du barrage de Noir Gueux.

Après la disparition totale du lac, la Moselle et la Moselotte ont continué à débayer leurs vallées dans la mesure où le permettaient les nombreux pointements rocheux qui existent dans le fond, et leur ont donné leur profil longitudinal et transversal actuel. Les seuils rocheux du Saut-du-Broc et de Noir Gueux ont, depuis cette époque, joué le rôle de niveaux de base temporaires.

4° EXAMEN DE QUELQUES OBJECTIONS.

Une première objection pourrait être tirée du contraste qui semble exister entre les dépôts de la Moselle et de la Moselotte. Mais, ce contraste est la conséquence des différences topographiques que présentent les deux vallées dans l'étendue de la cuvette occupée par le lac 405.

En aval de Remiremont où le lac avait sa plus grande profondeur, les couches horizontales de la base sont restées à 15-20 m. en dessous du niveau du lac, et les couches inclinées ont pu, par suite, acquérir une grande épaisseur ; en amont, au contraire, les couches horizontales ont occupé la plus grande partie de la cuvette et le développement des couches inclinées a été nul sur la rive droite, et très localisé sur la rive gauche. D'autre part, le cours d'eau qui a succédé au lac, se trouvait à 30 m. en dessous de l'ancien rivage près de Noir Geux et à 10 m. seulement à

Peccaviller. On conçoit que dans ces conditions, les terrasses lacustres doivent présenter des caractères différents dans la Moselle et dans la Moselotte.

Une deuxième objection est la présence de galets et parfois de très petits blocs dans les sables de la base des deltas et surtout dans les terrasses sous-lacustres. Cette présence qui est d'ailleurs rare, s'explique facilement si l'on tient compte de ce fait que pendant les longs hivers, le lac a dû être souvent gelé et que les cours d'eau latéraux ont pu, par suite, étaler sur sa surface des débris de toutes grosseurs ; ceux-ci, à l'époque du dégel, ont été transportés par les glaçons à des distances plus ou moins grandes.

L'abondance des éléments roulés dans certains deltas et la présence parmi eux de roches de la Haute-Moselle, constitue une autre objection, plus sérieuse en apparence. Bien que les débris de roches, même très dures, puissent, comme je l'ai dit plus haut, se transformer en galets ou petits blocs roulés dans le lit de simples ruisseaux, il serait difficile d'expliquer par cette seule cause, la proportion parfois considérable des éléments roulés, et surtout des petits blocs, que l'on trouve dans certains deltas situés au débouché de ravins d'étendue restreinte (Saint-Nabord, Longuet, Fleurchamp, Méhachamp, etc.). Il faut donc recourir à l'explication que j'ai admise en parlant de la digue de Noir Gueux, et qui est basée sur la présence jusqu'au voisinage des sommets qui dominent la vallée de plus de 300 m., de galets et de blocs roulés provenant d'alluvions beaucoup plus anciennes. Ces débris sont particulièrement abondants sur tout le pourtour du lac, notamment sur le col de la Demoiselle et les cols voisins où l'épaisseur des alluvions atteint et peut même dépasser 20 m., dans les vallons de Val Courroye et de la Grande Courrué, sur les pentes qui dominent Saint-Nabord et Longuet jusqu'à plus de 540 m., sur les hauteurs de Fossard et sur celles au Nord de Bréhaviller. On verra, d'autre part, dans la 5^e partie, que postérieurement au transport de ces alluvions, mais antérieurement au lac 405, la Moselle et la Moselotte ont coulé sur un lit rocheux, plus élevé de 30-40 m. que le lit actuel, et que de nombreux débris roulés de toutes grosseurs couvrent les gradins qui sont les témoins de cet ancien lit. L'abondance des galets roulés dans tous les deltas s'explique donc sans difficulté.

La présence dans quelques deltas de roches de la Haute-Moselle (granites des Ballons et débris du Carbonifère) est due à la même cause. Ces roches ne sont pas rares, en effet, dans les Alluvions erratiques des deux rives de la Moselle. Je citerai : *sur la rive gauche*, l'arête étroite qui suit la ligne de partage des eaux de

l'Europe entre le fort de Château-Lambert (780) et le Signal de Broche la Haye (780 m.), les cols de la Demoiselle (540-565 m.), le collet de Bellevue près de Saint-Nabord (545 m.), le fort d'Arches vers 450 m. ; *sur la rive droite* : les sablons de Remenwillers (541 m.) et de Rupt (500 m.), la terrasse des Gougeaux près d'Eloyes (465 m.), Mossoux et le bois du Chenat jusqu'à 470 m. La présence accidentelle de ces roches dans les deltas est donc un fait normal ; elles y sont d'ailleurs très clairsemées non seulement par suite de leur mélange avec les débris d'origine locale, mais aussi à cause de la facilité avec laquelle elles s'altèrent à l'air libre, surtout les granites des Ballons.

Une quatrième objection est la disproportion qui semble exister entre l'étendue des deltas et l'importance des ravins au débouché desquels ils se sont formés. Si l'on ne tenait compte que de la surface des ravins, cette disproportion pourrait paraître inexplicable pour quelques deltas, notamment pour ceux de Saint-Nabord et de Longuet, et surtout pour celui de la Poirie dont l'étendue en aval des ravins de la Croisette et de Reherrey dépasse 5 km. Mais quand on explore méthodiquement les vallons tributaires de la Haute-Moselle on n'éprouve plus cette impression. Indépendamment de la présence sur toutes les hauteurs d'anciennes alluvions qui ont dû être autrefois beaucoup plus considérables, le fait qui frappe immédiatement l'observateur, c'est la désagrégation des roches granitiques et leur transformation en arène, sur des épaisseurs qui peuvent atteindre et même dépasser une dizaine de mètres. Cette désagrégation est d'ailleurs un phénomène général dans les Vosges ; elle a été signalée par Hogard, Rozet, Puton et je l'ai observée sur un grand nombre de points : au Parmont, à Reherrey, à Quichompré (7-8 m.), au Haut du Roc, au Ballon d'Alsace, au Col du Mont de Fourche (5-6 m.), etc. Un exemple frappant du rôle qu'elle a dû jouer dans le passé est fourni par le vallon de Reherrey. Dans ce vallon, le granite qui est la roche dominante est souvent complètement transformé en arène, et il est recouvert au Nord de Vécoux par une puissante masse de Grès rouge, dont les couches sont peu cohérentes et se décomposent facilement. Il en résulte qu'une grande partie du vallon est couverte par des amas de sable et de débris de toute grosseur qui forment sur quelques points, et notamment près de Reherrey, des accumulations d'une puissance extraordinaire ; c'est l'éboulement de l'un de ces amas qui a causé la catastrophe survenue il y a un siècle environ. Quand on a visité ce vallon et celui de la Croisette, où l'on observe des faits analogues, on ne peut plus s'étonner que les apports réunis

des deux torrents aient pu autrefois combler le lac 405 jusqu'au voisinage de Saint-Étienne, surtout si l'on réfléchit que dès le début de la période lacustre, les sables avaient dû recouvrir le fond de la vallée et le relever de plusieurs mètres peut-être au voisinage de Vécoux.

Une dernière objection, en apparence plus grave, est l'absence ou le faible développement des deltas de la Moselle et de la Moselotte à leur embouchure dans le lac. J'ai indiqué plus haut la cause probable de cette anomalie, et je montrerai dans la 5^e partie que les grandes dépressions qui se trouvent en amont des barrages rocheux des Meix et de Zainvillers, se sont formées *en même temps* que la cuvette du lac 405, à la suite d'effondrements, et ont été occupées par des lacs qui ont arrêté pendant un temps plus ou moins long, les alluvions des deux rivières.

QUATRIÈME PARTIE. — RELATIONS ENTRE LES TERRASSES RÉGULIÈRES DE LA MOSELLE PRÈS D'ÉPINAL, ET CELLES EXISTANT ENTRE ARCHETTES ET NOIR GUEUX.

Pour résoudre le problème de l'origine du barrage de Noir Gueux, il faut avant tout fixer l'âge exact des nappes alluviales dans lesquelles il est en quelque sorte encastré, et je vais, dans ce but, préciser les relations qui existent entre les terrasses de la région d'Épinal, dont l'âge est nettement déterminé par leurs altitudes relatives et celles de la région en amont d'Archettes.

1^o) TERRASSES DE LA MOSELLE AUX ENVIRONS D'ÉPINAL.

Des recherches récentes me permettent de compléter et de rectifier sur quelques points les conclusions auxquelles j'étais arrivé en 1901¹.

A Épinal même, il y a trois niveaux bien caractérisés (fig. 2) :

NIVEAU DE 18-20 M. — Il est représenté par la terrasse de l' Arsenal qui se prolonge en amont jusqu'à la gare, et probablement au delà. A l'Arsenal, son altitude est de 335-336 m., soit 18 m. 3 à 19 m. 3 au-dessus de la Moselle cotée 316, 7 à la Gosse ; le Grès Vosgien en forme le soubassement en dessous de la gare ; la stratification est horizontale ; les granites des Ballons abondent.

NIVEAU DE 30-32 M. — Il est représenté par la vaste terrasse de Golbey. Près de la poudrière, située à l'embranchement du chemin des Hayes, les cailloutis affleurent sous les limons à une cote très

1. Notes de 1897, p. 394, et de 1901, p. 314 à 333.

voisine de 347 ; l'altitude relative est par suite de 31 m. environ ; les granites des Ballons abondent et ont souvent 0 m. 20 de grand axe. Dans la grande carrière ouverte au Nord de la route de Mirecourt, j'ai observé en 1900 une coupe intéressante ; elle montrait de haut en bas : 0 m. 50 à 1 m. de limon jaunâtre, 5-6 m. de couches horizontales de sable en lits minces, et de galets roulés, présentant la teinte grisâtre des alluvions récentes ; enfin 2 m. de cailloutis roulés et de sables colorés en rouge par l'oxyde de fer, au milieu desquels s'intercalaient, surtout à la partie supérieure, des lentilles de sable coloré en noir ; la surface de cette couche inférieure semblait avoir été ravinée par les couches grises, et on avait l'impression qu'elle appartenait à une nappe plus ancienne dans laquelle celle de 31 m. était emboîtée d'une dizaine de mètres. Les argiles de Muschelkalk affleurent, paraît-il, un peu en dessous.

NIVEAU DE 58-60 M. — Il est représenté par les terrasses de Chantraine et des Hayes de Golbey. Des fouilles exécutées sur le plateau de Chantraine au Nord des casernes, montrent que les alluvions à galets de quartzites du Grès vosgien qui le couvrent, renferment à partir d'une certaine profondeur (2-3 m. environ), de nombreux galets granitiques roulés et très frais : j'y ai trouvé de petits granites des Ballons. L'altitude actuelle des cailloutis est de 375-376 m., soit 57-58 m. au-dessus de la Moselle ; mais il est probable qu'elle a dû être plus élevée de 1 m. au moins, car le plateau sur lequel ont été installées les casernes et qui est couvert des mêmes alluvions s'élève à 378, soit 59 à 60 m. au-dessus de la rivière.

D'autre part, sur le plateau des Hayes de Golbey, les cailloutis ne dépassaient pas 377 m. (59 m. 5 au-dessus de la Moselle) avant les travaux qui y ont été exécutés. Enfin, au fort de Bois l'Abbé, des sondages ont montré que la nappe de sable et de cailloutis commençait seulement à 374 m. 5, soit 59 m. 4 au-dessus de la Moselle. On peut en conclure que l'altitude relative de la terrasse est comprise entre 58 et 60 m., et que son épaisseur atteignait 40 à 45 m. près de Golbey.

Les trois terrasses que je viens de définir, paraissent exister tout le long de la Moselle jusqu'au voisinage de son embouchure dans le Rhin ; elles appartiennent à trois nappes régulières formées sous l'influence des oscillations *eustatiques* de la ligne de Rivage.

NIVEAUX SUPÉRIEURS A CELUI DE 58-60 M. — On trouve un peu en aval d'Épinal des témoins isolés d'un niveau de 100 m. ; ceux de 140-150 m. et de 200 m. ne semblent pas représentés en amont de Pont-Saint-Vincent, et les plus élevés (260 et 325 m.) n'ont pas été signalés en aval, jusqu'à présent du moins.

2°) TERRASSES DE LA MOSELLE ENTRE ARCHETTES ET POUXEUX (fig. 2)

L'étude du prolongement des terrasses d'Épinal dans le défilé de Dinozé soulève de nombreuses difficultés, en raison des dénu-

datations qu'elles ont subies et des conditions dans lesquelles elles se sont formées ; il me paraît donc préférable de montrer d'abord que les trois terrasses inférieures existent nettement caractérisées en amont du défilé dans la région comprise entre Archettes et Pouxoux : ce sont d'ailleurs les seules, comme on le verra plus loin.

A. NIVEAU DE 18-20 M. — On a vu dans la 2^e partie que le pied des pentes était occupé à Arches par une terrasse très nette qui porte l'Église (361 m.), et appartient à la nappe que j'ai désignée sous le nom de nappe de Pouxoux ; son altitude relative à Arches est comprise entre 18 et 19 m. ; elle s'étend, en conservant à peu près la même altitude relative, abstraction faite du Saut-du-Broc, jusqu'au voisinage de Pouxoux. Sur la rive droite, elle est représentée par une terrasse un peu plus basse (357-360 m.), correspondant probablement au lit mineur.

B. NIVEAU DE 58-60 M. — Ce niveau est représenté sur les deux rives par des terrasses, en général bien conservées (fig. 9).

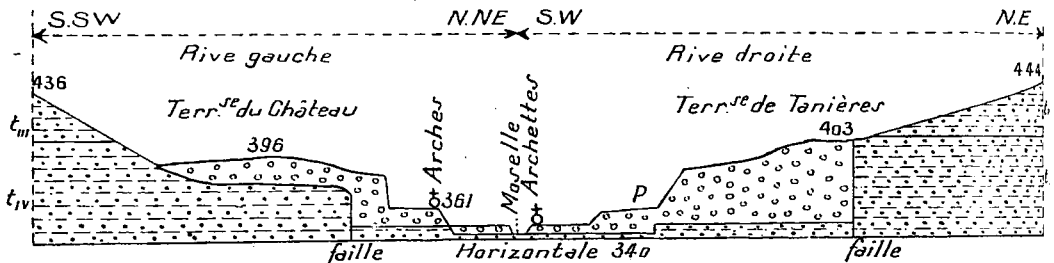


FIG. 9. — COUPE DE LA CUVETTE D'ARCHES.
Longueurs : 1/40 000 ; Hauteurs : 1/5 000.

Rive droite. Terrasses d'Archettes et de la forêt de Tanières.

Le vaste plateau qui s'étend au Nord d'Archettes jusqu'à la faille de Mossoux (1700 m. NS, 1 km. EW.), est couvert par des alluvions dont l'épaisseur atteint sur quelques points près de 30 m. ; il est limité le long de la Moselle et dans le ravin de Mossoux par des falaises verticales de Grès Vosgien, en couches horizontales, dont le bord supérieur visible ne paraît pas dépasser 372 m., et peut même descendre beaucoup plus bas. Le point culminant se trouve au NW d'Archettes, au sommet d'une petite butte cotée 398 m. 7, et à 59 m. au-dessus de la Moselle. Cette butte est séparée des pentes du Bois du Chenat par une dépression de 3-400 m. de largeur et de 9 m. de profondeur, qui correspond à un ancien passage de la Moselle ou de la Vologne. Une petite terrasse de 50-60 m. de largeur interrompt la continuité du talus qui borde la terrasse au-dessus du village ; elle paraît être à 374-375 m., soit 31-32 m. au-dessus de la Moselle.

1. Ce plateau est teinté comme Grès vosgien sur la carte géologique.

De l'autre côté du ravin de Mossoux, le plateau d'Archettes est prolongé par une terrasse de 5-600 m. de largeur qui borde la lisière Sud de la forêt de Tanières (fig. 9) ; son bord supérieur s'élève à 405-406 au Nord-Est du Saut-du-Broc, soit 52-53 m. au-dessus de la Moselle, et 58-59 m, si l'on tient compte du relèvement du lit en amont du Saut. Les alluvions reposent sur le Grès vosgien, et leur épaisseur a dû atteindre au moins 50 m.

En amont du Saut, le Grès vosgien s'élève jusqu'à près de 435 m. ; il forme le promontoire escarpé qui sépare la Moselle et la Vologne, près de leur confluent, et interrompt l'extension vers le Sud de la terrasse de Tanières.

Les deux terrasses d'Archettes et de Tanières présentent la même composition : elles sont formées de lits horizontaux de sable, de graviers et de galets très roulés souvent assez gros (20-30 cm.) ; les éléments (granites, microgranulites, gneiss, grès vosgien, grès rouge, etc.) proviennent du bassin en amont ; les granites des Ballons, toujours très roulés, sont très nombreux, ainsi que les schistes du Carbonifère de Bussang ; l'un de ces derniers, très roulé, trouvé sur le plateau d'Archettes avait 0 m. 20 de grand axe ; il y a des traces de limons sur quelques points. A la surface, surtout à la lisière de la forêt de Tanières, on voit encore d'assez nombreux blocs de granite dont le diamètre atteint parfois 1 m. 50 ; ils ont dû être beaucoup plus nombreux autrefois, si l'on en juge par les débris laissés par l'exploitation ; ils sont fréquents d'ailleurs sur le Grès bigarré et le Grès vosgien de la forêt, jusqu'au point culminant 444 m. La base de la terrasse de Tanières, qui est à peu près au niveau de celle de l'Église d'Arches (360 m. environ), semble formée surtout par des sables, épais de 7-8 m. et dont la stratification paraît horizontale ; ils étaient exploités en 1901, dans une gravière à 400 m. à l'Est d'Archettes.

Terrasse de Jarménil. — Au-dessus du village, à l'Est, il y a un petit plateau compris entre les cotes 397 et 403, couvert de galets roulés ; je n'y ai vu ni granite des Ballons, ni débris du Carbonifère. Ce plateau, en raison de sa position, de son altitude et de l'absence de roches de la Haute-Moselle, doit être considéré comme un ancien lit mineur de la Vologne, contemporain du début du creusement de la terrasse de Tanières.

Rive gauche. Terrasse du Château d'Arches (fig. 9).

Au-dessus de la terrasse de l'Église, entre les ravins de la Niche et des Nauves, s'étend un vaste plateau de 1 km. de longueur NS. sur 800 m. de largeur ; il est limité au Nord par un talus rapide de 30 m. de hauteur, qui descend jusqu'à la terrasse de l'Église. Les alluvions couvrent toute sa surface et occupent tout le talus terminal ; le Grès vosgien n'apparaît que sur les flancs des deux ravins et un peu en amont.

L'altitude de la terrasse sur la plus grande partie de sa surface est comprise entre 391 et 392 ; mais deux petits mamelons isolés, cotés

396, indiquent que cette surface s'élevait au moins à cette cote, et même la dépassait. A l'appui de cette conclusion, je ferai remarquer que sur les pentes de la colline qui s'élève au Sud, près d'Aneuménil, les galets roulés abondent jusqu'à 420 au moins; d'autre part, sur la rive gauche du vallon des Nauves, il y a, à l'Ouest de l'Église d'Arches, une terrasse très nette à 398 m. environ, et à 1 km. en amont sur la même rive, les galets roulés abondent sur le plateau 400, 5.

Enfin, sur la rive droite de la Niche, au-dessus de la terrasse de la Papeterie, citée ci-après, il existe, à une cote voisine de 400, un petit replat couvert de galets roulés, parmi lesquels j'ai trouvé des granites des Ballons.

L'épaisseur des alluvions se réduit à une dizaine de mètres sur le plateau au Sud du Vieux Château, mais s'élève à 35 m. dans le talus qui le limite au Nord. Une carrière ouverte sur ce talus, vers 390 m., montre qu'elles sont composées de sable et de galets très roulés, parfois assez gros (20-30 cm.); les granites des Ballons y sont relativement rares. Sur la surface du plateau, on voit encore de nombreux blocs granitiques (0 m. 50 à 0 m. 60) et quelques petits blocs de Grès Vosgien. La terrasse du Château correspond donc certainement à celle d'Archettes; mais elle est en majeure partie d'origine latérale, et a été ultérieurement dénudée par les eaux des deux ravins qui l'ont créée.

Terrasse des Hautes-Pouxoux. — Au Sud de l'Église de Pouxoux, il existe, au débouché d'un petit vallon, une terrasse assez bien conservée; son bord est à 410, et sa surface remonte légèrement vers les pentes au Sud. Une gravière de 7-8 m. de hauteur, ouverte sur le talus terminal, montre que les alluvions, dont l'épaisseur atteint au moins 10-12 m., sont formées de couchés horizontales de sable, graviers et galets le plus souvent très roulés; quelques petits blocs de granite, gneiss, grès vosgien, la plupart roulés, sont disséminés au pied de la gravière, mais ont fait évidemment partie des alluvions; un bloc plus ou moins anguleux de gneiss à mica noir provenant des hauteurs voisines avait un mètre de diamètre. Parmi les galets, j'ai noté plusieurs granites des Ballons très roulés de 10 à 20 cm. de grand axe. L'altitude du bord de la terrasse au-dessus de la Moselle, cotée 356,10 au pont de Jarménil, est de 54 m., et par conséquent de 60 m., avec la correction. Le léger relèvement de la terrasse vers le Sud est dû évidemment à des apports latéraux.

Une petite terrasse d'érosion, plus basse de 8-10 m., s'étend au pied de la terrasse.

J'ajouterai que dans le ravin qui débouche un peu en amont, vis-à-vis de la Station, les alluvions à éléments roulés ont un grand développement, et forment sur la rive gauche, près de la Louvière, un vaste plateau à 400-405, qui se relève vers l'amont; en raison de sa situation dans un rentrant, il doit être en partie d'origine latérale; j'y ai vu un galet de granite des Ballons. Il est rationnel de le rattacher au niveau de 58-60 m., son altitude actuelle étant évidemment le résultat de la dénudation.

C. NIVEAU DE 30-32 M. *Terrasse de la Papeterie ou de la Niche.*

Entre les deux niveaux de terrasses de 18-20 m. et de 58-60 m., on trouve, sur un point *au moins*, un lambeau d'une terrasse qui devait appartenir au niveau de 30-32 m. La rive droite de la Niche, près de l'embouchure, est bordée par deux terrasses : la 1^{re} cotée 363 est le prolongement de celle de l'Église d'Arches ; la 2^{me} plus élevée de 13 m. environ, couronne une falaise de Grès vosgien qui se trouve à la rencontre des versants de la Moselle et de la Niche ; elle a 40-50 m. de largeur au-dessus de la Papeterie, et on peut la suivre sur le versant de la Moselle jusqu'à 700 m. en amont du Pont de la Niche. Une vaste gravière ouverte au-dessus de la Papeterie montre qu'elle est formée de couches horizontales de sable, de graviers et de galets très roulés ; je n'y ai vu qu'un galet de granite des Ballons : les débris anguleux sont très rares ; les petits blocs de 50-80 cm. (granite, granulite, gneiss) sont assez fréquents et souvent roulés ; la partie supérieure de la terrasse est plane et est recouverte par 1 m. 50 de limons. L'altitude du bord, abstraction faite des limons, paraît être de 376 au plus (3 m. environ en dessous du plafond de la rigole du canal coté 379) : l'altitude au-dessus de la Moselle est par suite comprise entre 30 et 31 m¹.

Sur le versant de la Moselle, à 700 m. en amont du pont, les alluvions descendent jusqu'à la route nationale, qui est au niveau de la terrasse de Pouxoux : tout indique qu'elles sont en continuité avec celles de cette terrasse, et que leur épaisseur visible atteint au moins 12 m. Dans une petite gravière ouverte au-dessus de la route, j'ai trouvé, vers la cote 370, plusieurs granites des Ballons ; comme ils sont très rares dans la gravière de la Papeterie on peut en conclure que les matériaux de la terrasse au voisinage de l'embouchure proviennent en majeure partie du bassin de la Niche, comme ceux de la terrasse du Château.

Je n'ai pas observé, entre Arches et Pouxoux, d'autres terrasses susceptibles d'être rattachées à la nappe de 30-32 m. ; mais je considère comme appartenant très probablement à ce niveau, la terrasse qui se trouve sur le talus méridional du plateau d'Archettes entre 374 et 375 m., et surtout celle cotée 380 environ dans le village de Jarménil, à l'embranchement des deux chemins vicinaux qui se dirigent respectivement vers le N et vers l'E. Dans une fouille de 2-3 m. ouverte près de la base, vers 370 m., on voyait en 1896 des couches de sable, de graviers et de galets roulés, paraissant plonger à 27° vers l'aval ; parmi ces galets, j'ai trouvé plusieurs granites des Ballons ; j'en reparlerai dans la 7^e partie.

En résumé, les trois nappes inférieures d'Épinal sont représentées entre Arches et Pouxoux par des terrasses ayant les

1. On ne doit pas perdre de vue que le lit actuel au confluent de la Niche est plus élevé de 1 m. environ qu'il ne le serait si le profil d'équilibre s'était étendu jusque là ; l'altitude relative de la terrasse serait dans ce cas de 31-32 m.

mêmes altitudes relatives : 18-20 m., 30-32 m., 58-60 m. On constate, en outre, que la pente moyenne des trois nappes est sensiblement la même que celle de la Moselle actuelle, comme le montre le tableau ci-dessous :

Pente de la Moselle entre la Gosse et le Pont d'Archettes.	0,210
Pente entre les terrasses de l'Arsenal (335-336 m.) et de l'Église d'Arches (361 m.).....	0,204-0,212
Pente entre celles de Golbey (347 m.) et de la Papeterie (375-376).....	0,21-0,217
Pente entre celles de Chantraine (376-377 m.) et d'Archettes (398,7).....	0,210-0,220

Cette remarquable concordance indique que le profil d'équilibre de la Moselle, qui, actuellement, s'arrête au Pont d'Archettes, s'étendait à l'époque des trois niveaux précités, au moins jusqu'au voisinage de Pouxoux.

En ce qui concerne leur constitution, les trois nappes sont caractérisées par leur stratification horizontale et l'abondance des roches de la Haute-Moselle (granite des Ballons et Carbonifère).

3°) RACCORDEMENT DES NAPPES ALLUVIALES D'ÉPINAL ET D'ARCHETTES (fig. 2).

Les 3 nappes inférieures existant à la fois à Épinal et à Arches, avec les mêmes altitudes relatives, il est évident qu'elles doivent être représentées dans la région intermédiaire, où existent des terrasses très étendues. L'étude topographique de ces dernières, présente malheureusement, comme je l'ai dit, de sérieuses difficultés. Dans la traversée d'Épinal les constructions rendent les recherches à peu près impossibles, et dans le défilé de Dinozé, en amont du hameau de la Vierge, les seules terrasses bien conservées reposent sur des gradins granitiques, d'altitudes variables qui bordent le pied des pentes ; comme en outre dans le défilé, ces pentes sont très rapides et constituées, à partir de 40 à 50 mètres au-dessus du thalweg par du Grès Vosgien très sableux et qui se désagrège facilement, il en résulte que la plupart de ces terrasses sont recouvertes par des amas parfois très épais de sables plus ou moins rouges, renfermant des quartzites et des quartz blancs, qui masquent complètement leur bord supérieur, et souvent aussi leur bord inférieur. Enfin, on ne doit pas perdre de vue que les nombreux barrages qui existent dans le défilé entre la Gosse et Saint-Laurent, ont

certainement relevé le lit de 1 m. au moins au pied de la Vierge. On conçoit que dans ces conditions la détermination des altitudes soit difficile, et en tout cas incertaine.

Je crois néanmoins que la conclusion à laquelle je suis arrivé, en me basant sur un certain nombre de faits, peut être considérée comme très probable.

J'examinerai d'abord le niveau le plus élevé¹.

NIVEAU DE 58-60 M. — Il n'est représenté que par une seule terrasse assez bien conservée, qui se trouve au débouché du vallon d'Uzéfain, où un puissant amas d'alluvions, en majeure partie originaires du bassin de la Moselle en amont, borde la rive gauche du Soba, et s'élève jusqu'à la cote 390, soit 57 m. au dessus de la Moselle. Sa base repose sur le granite à la cote 350, et le plateau qui forme sa surface supérieure est couvert de limons, renfermant des galets de quartz et des quartzites du Grès Vosgien. Sous ces limons, les galets granitiques très roulés abondent et les granites des Ballons ne sont pas rares.

Sur la rive gauche de la Moselle, à 500 m. au SE du viaduc de Dinozé on trouve à la cote 376 environ (46 m. au-dessus de la Moselle), un amas de galets granitiques très roulés, provenant des fouilles exécutées pour l'établissement du canal ; j'y ai vu des granites des Ballons ; la surface du terrain dans le voisinage était couverte par des sables et galets du Grès Vosgien.

Enfin, en 1921, on voyait encore le long du même canal, à 250 m. au SE du Quéquement, et à la cote 380 environ, un petit amas de galets roulés, ayant la même origine que le précédent ; les granites des Ballons n'y étaient pas rares. D'après les formes du terrain, on peut admettre comme très probable que ces cailloutis couvrent les pentes au-dessus du Canal jusqu'à la cote 390 environ, et s'élèvent par conséquent à 57-58 au-dessus de la Moselle, comme ceux du ravin du Soba, situés en face.

NIVEAU DE 31-32 M. — En dessous de ces alluvions très morcelées que je rapporte au niveau de 59 m., on trouve sur les deux rives de la Moselle, en amont du hameau de la Vierge et de Saint-Laurent, et jusqu'au voisinage de la faille de Mossoux, des terrasses alluviales bien conservées dont les altitudes relatives semblent comprises entre 31 et 37 m., et qui reposent sur des gradins granitiques très larges, limités du côté de la rivière par des escarpements ou des pentes très rapides. La surface de ces gradins est très inégale et il en résulte que l'épaisseur des alluvions peut varier de 2 à 15 mètres sur des points rapprochés. Ces alluvions sont stratifiées horizontalement, et essentiellement constituées par des sables et galets très roulés originaires du bassin de la Haute-Moselle : les granites des Ballons y

1. Plusieurs des terrasses du défilé de Dinozé ne figurent sur aucune carte, même sur celle de Billy.

sont partout abondants ; au voisinage des pentes elles sont recouvertes par des dépôts très sableux, renfermant presque exclusivement des galets de quartz blanc et quelques quartzites ; ces dépôts, d'épaisseur très variable, masquent presque complètement les alluvions granitiques sous-jacentes, et c'est seulement près du bord inférieur des terrasses que l'on trouve une bande de terrain à peu près horizontale, sur laquelle apparaissent les galets granitiques.

Sur la rive gauche, il y a trois terrasses bien distinctes : celles de Saint-Laurent, de Dinozé et du Quéquement ; elles sont séparées par des intervalles plus ou moins considérables ; leur soubassement granitique paraît, en général, se tenir à 10-15 m. en dessous de leur surface.

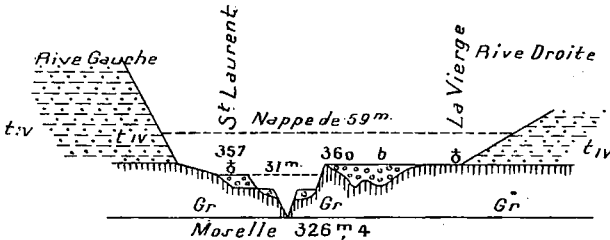


FIG. 10. — COUPE ENTRE LA VIERGE ET SAINT-LAURENT.
Longueurs : 1/40 000 ; Hauteurs : 1/5 000.

La terrasse de Saint-Laurent (fig. 10) porte l'Église et le cimetière ; sa largeur atteint 150 m. et son développement longitudinal 3-400 m. ; sa base repose à 345 m. environ sur le granite, dans le ravin au Nord du cimetière. Une vaste carrière actuellement abandonnée, montrait des couches stratifiées horizontalement sur 7-8 m. de hauteur, dans lesquelles abondaient les granites des Ballons. Près du cimetière, qui est compris entre les courbes 355 et 360, les débris granitiques deviennent très rares et les sables et galets du Grès vosgien couvrent toute la surface. L'altitude des alluvions granitiques ne paraît pas dépasser 357, et comme l'étiage au pied du barrage de l'usine Hartmann est à 326,45, l'altitude relative se trouve comprise entre 30 et 31 m.

La terrasse de Dinozé est bien marquée sur la rive droite du ravin de Rainjuménil, à 100 m. au SW du viaduc ; elle s'étend pendant 300 m. le long de la Moselle, sa base repose à la cote 350 sur le granite, et son épaisseur atteint 12-15 m. ; les granites des Ballons, sans être abondants, ne sont pas rares dans la grande carrière ouverte sur le talus qui la limite en aval. Au-dessus de la carrière, un replat horizontal, de 60 m. de largeur, couvert de galets granitiques, forme le sommet de la terrasse ; il est bordé au Sud par un talus de 2-3 m., qui limite un plateau en pente sur lequel on ne voit que des débris du Grès vosgien (sables et galets).

L'altitude du bord de la terrasse peut être fixée à 362 m. ; elle est donc à 32 m. au-dessus de la Moselle.

Sur la rive gauche du ravin, près de la station, les alluvions forment un petit plateau à la cote 360 environ, qui a été raviné par les eaux du ruisseau.

La terrasse du Quéquement, à 1 km. en amont de la précédente, borde les pentes pendant près de 1100 m., avec une largeur qui atteint 200 m. à l'extrémité aval; sa pente transversale est de 4 à 5% et sa surface est en grande partie recouverte par des apports latéraux, originaires des hauteurs du Bois d'Arches, au milieu desquels on trouve quelques galets granitiques roulés provenant des dépôts plus élevés que j'ai signalés. L'altitude du bord ne peut être déterminée que près de l'extrémité aval, où il y a un vaste replat entouré par la courbe 365; elle s'élève par suite à 31-32 m. au-dessus de la Moselle, cotée 332,8 au débouché du Soba.

Sur la rive droite, il n'y a qu'une terrasse, celle de la Vierge (*b. fig. 10*); mais on peut la suivre sans interruption pendant près de 2 km. 5, depuis le hameau de la Vierge jusqu'à la ferme de la Grande-Mouche; sa largeur atteint près de 600 m. sur le vaste promontoire granitique que contourne la Moselle au Sud-Ouest du hameau, mais en amont de la Petite-Mouche, elle se réduit à 300 m., et la terrasse se termine en pointe au-dessus de la Grande Mouche.

L'étude de la surface n'est plus possible aujourd'hui, en raison des travaux exécutés à différentes époques pour l'aménager : déboisement, création d'un champ de manœuvres, de casernes, de chemins, etc. Ces travaux ont nécessité, en effet, l'apport d'une masse énorme de sable et de galets qui ont été répartis sur presque toute la surface. En 1900, les changements étant encore peu considérables, j'ai pu constater que depuis le pied des pentes jusqu'à une très faible distance du bord extérieur, les alluvions de la Moselle étaient entièrement recouvertes par une couche épaisse de sables, avec galets de quartz blanc et de quartzites d'origine latérale; cette couverture présentait une inclinaison sensible vers l'axe de la vallée. C'est seulement près du bord extérieur, où existe, en général, une bande de terrain à peu près horizontale, que l'on voit apparaître et prédominer les galets de roches cristallines; la largeur de cette bande est de 200 m. environ sur le promontoire de la Vierge, mais se réduit en amont à quelques dizaines de mètres.

Les altitudes de la terrasse peuvent être déterminées avec une approximation suffisante aux extrémités.

A l'extrémité nord, la courbe 360 marque exactement le bord du plateau de la Vierge qui est presque horizontal sur une largeur de 2-300 m., mesurée perpendiculairement à l'axe de la vallée; bien que cette courbe paraisse suivre le parapet de sécurité, haut de 1 m. environ, créé sur le bord des escarpements qui entourent le plateau, on peut adopter sa cote pour l'extrémité nord; en tout cas l'erreur doit être très faible. Comme l'altitude de l'étiage *théorique*, abstraction faite des barrages, est de 325,50 environ, il en résulte que l'altitude relative est comprise entre 34 et 35 m.

Près de *l'extrémité Sud*, le bord de la terrasse, à 1 km. en aval de la Grande Mouche, paraît être à 365 m., et son altitude relative est par suite comprise entre 36 et 37 mètres.

Si l'on compare les altitudes relatives et les pentes des terrasses des deux rives, on voit que sur la rive gauche, les altitudes sont comprises à très peu près entre 30 et 32 m., tandis que sur la rive droite, elles s'élèvent à 34-35 vis-à-vis de la Vierge, à 36-37 en aval de la Grande Mouche. D'autre part, sur la rive gauche, la pente moyenne est de 0,22 entre les terrasses de Golbey et de la Niche, et dans les sections intermédiaires elle est de 0,22 entre Golbey et Saint-Laurent, et de 0,217 entre Saint-Laurent et la Niche ; sur la rive droite, au contraire, elle est de 0,34 entre Golbey et la Vierge et de 0,17 entre la Vierge et la Niche.

Bien que ces résultats soient approximatifs, on peut admettre comme très probable que les terrasses de la rive gauche représentent seules le prolongement vers l'amont de la nappe régulière de 31 m., tandis que celles de la rive droite entre la Vierge et la Grande Mouche sont les débris d'alluvions plus anciennes qui ont dû par conséquent faire partie de la nappe de 59 m. ; elles ont été préservées par le soubassement granitique sur lequel elles reposent, et dans des conditions qu'il importe de préciser (fig. 10).

On remarquera, tout d'abord, que si l'interprétation que j'ai donnée de la coupe de Golbey est exacte, l'épaisseur de la nappe de 59 m. près de la Vierge atteignait 40 m. au moins ; son altitude étant en ce point, de 385 m., sa base devait descendre à 345 environ ; or, c'est à ce niveau que se trouve la base des alluvions de la terrasse de la Vierge (carrière au-dessus de la Moselle, à 200 m. en amont de la Roche Pointue). D'autre part, l'origine tectonique du défilé de Dinozé semble évidente. Son tracé ne peut s'expliquer que par l'existence d'une série de fractures plus ou moins rectilignes, se succédant suivant une ligne brisée depuis la faille de Mossoux, jusqu'au ravin de Sainte Barbe, et la gorge étroite, bordée d'escarpements, qui sépare les deux grands gradins de la Vierge sur la rive droite et du Quéquement sur la rive gauche, n'a pu être créée que par un mouvement tectonique. On remarque, en outre, que l'altitude de ces gradins se maintient dans des limites étroites : 359 m. à l'extrémité du promontoire de la Vierge, 370 en amont de la Grande Mouche, 365 au sud du Quéquement, tandis que la ligne de contact du granite et du Grès vosgien atteint 365 près de la Vierge, 390 dans les vallons latéraux.

En s'appuyant sur ces données, il est facile de reconstituer la série des phénomènes d'érosion et de remblai, qui se sont succédé à l'époque des nappes de 59 et de 31 mètres.

Pendant le creusement qui a précédé la formation de la première, la rivière a d'abord creusé un lit très large dans le Grès vosgien peu résistant ; mais dès qu'elle a atteint le soubassement granitique, elle a dû suivre les fractures qui séparaient les deux gradins ; en aval du Quéquement, elle a été rejetée sur la rive gauche, et son lit est des-

cendu près de Saint-Laurent, à une cote voisine de 345. Après le remblai de 40 m. qui a abouti à la formation de la nappe de 59 m., un nouveau creusement a eu lieu, au début duquel la Moselle a enlevé la plus grande partie des alluvions de cette nappe ; mais, en atteignant les gradins, elle a dû de nouveau s'enfoncer entre les fractures, et n'a pu, par suite, faire disparaître les alluvions qui occupaient la partie supérieure de ces gradins ou remplissaient les dépressions de leur surface ; son lit à Saint-Laurent est descendu très peu en dessous de la cote 345. Le remblai qui a succédé à ce creusement, a créé la nappe de 31 m. ; mais son altitude à Saint-Laurent, n'ayant pas dépassé la cote 357, sa surface est restée à 3-4 m. en dessous de celle de la terrasse de la Vierge.

La pente plus faible de la terrasse de la Vierge est la conséquence de son mode de formation ; la pente moyenne du lit d'érosion dont elle a fait partie devait normalement être plus forte en aval des gradins rocheux qu'en amont.

NIVEAU DE 18-20 M. — En dessous des terrasses précédentes, on trouve sur quelques points de petits gradins rocheux, recouverts par des alluvions de la Moselle. Je citerai notamment :

une terrasse de 200 m. de largeur, qui se trouve dans le village de Saint-Laurent, au débouché et sur la rive gauche du ruisseau de l'Étrangleux ; elle est entourée par la courbe 345 et son altitude relative est par suite de 19 m. environ ; elle semble recouverte par des limons ;

un replat bien marqué sur le talus du promontoire de la Vierge qui descend vers la rivière, en dessous du Stand ; il est à la cote 344-345, soit 18-19 m. au-dessus de la Moselle ;

enfin, à 2 km. 3 en amont du hameau du Quéquement, une petite terrasse à soubassement rocheux, domine la Moselle, de la même quantité.

En résumé, les deux niveaux inférieurs sont nettement représentés dans le défilé de Dinozé ; le niveau le plus élevé n'a laissé qu'un témoin, mais il est très probable que des recherches ultérieures permettront d'en retrouver encore quelques traces.

4^o) EXTENSION EN AMONT DE POUXEUX DES TROIS NAPPES INFÉRIEURES.

Il semble évident que ces trois nappes qui renferment de nombreux débris de roches affleurant exclusivement dans la Haute-Moselle, ont dû *nécessairement* s'étendre très en amont de Pouxieux dans la vallée de la Moselle.

Niveau de 58-60 m. — En raison de la grande largeur de la vallée de la Moselle en amont d'Arches, de la raideur des deux versants et de leur parallélisme, on peut admettre que la nappe de 59 m. remon-

tait dans la vallée avec une pente peu différente de celle qu'elle possède en aval et qui est comprise entre 0,21 et 0,22. En lui attribuant une pente moyenne de 0,215 entre Archettes et Saint-Jean-Xouard, elle devait atteindre ce point à une altitude de 422-423 m., qui est précisément celle de la terrasse sur laquelle est bâti le hameau. Actuellement, cette terrasse est à 50 m. seulement au-dessus de la Moselle ; mais, si le Saut-du-Broc et les rochers du lit de la Moselle à Noir Gueux n'existaient pas, la rivière aurait certainement étendu son profil d'équilibre au moins jusqu'à Noir Gueux, et coulerait au pied de Saint-Jean-Xouard à une cote voisine de 364, plus basse de 9 m. que celle de la Moselle actuelle ; l'altitude relative de la terrasse de Saint-Jean serait par suite de 59 m., comme celle des terrasses d'Archettes et d'Épinal.

D'autre part, comme on l'a vu plus haut, les alluvions qui forment le barrage de Noir Gueux se sont élevées à une cote de 421 m. au moins, et ont rempli tout l'intervalle entre le débouché de la Suche et le barrage. Il est logique d'en conclure que ces alluvions ont fait partie de la nappe de 59 m. et que celle-ci s'est étendue jusqu'à Saint-Jean-Xouard, en occupant toute la largeur de la vallée.

Entre les Hautes Pouxoux et Saint-Jean-Xouard, il n'existe, il est vrai, aucune terrasse bien caractérisée que l'on puisse rattacher à ce niveau ; mais cette absence est la conséquence de l'extrême rapidité des pentes sur les deux rives. Il y a d'ailleurs, sur deux points au moins, des indices de l'extension de cette nappe. Au débouché du ravin d'Eloyes, il existe des traces de trois anciens cônes de déjection. Le moins élevé porte le village et se lie à une vaste terrasse cotée 385 qui fait partie de la nappe de Pouxoux. Le plus élevé est représenté sur la rive gauche par un replat très net compris entre les courbes 420 et 425 ; les alluvions de la partie supérieure ont une structure torrentielle et ont incontestablement une origine latérale ; je n'y ai pas vu de granites des Ballons ; mais un peu plus bas, dans une fouille ouverte à la cote 415, j'ai constaté que la stratification était horizontale, et j'ai noté, sur un espace de 3 à 4 mq., plusieurs petits galets roulés de granite des Ballons, qui ont dû être apportés par la Moselle à une époque où elle coulait à 51-52 m. plus haut, soit 57-58 m. avec la correction. Entre ces deux replats, il existe sur la rive droite à 410-415 m. une petite terrasse très inclinée qui correspond très probablement à un cône intermédiaire.

Au débouché du Raine, au Sud-Est d'Eloyes, sur la rive gauche du ravin, la ferme de Grange-sur-le-Rupt se trouve sur un cône de déjection très incliné qui commence vers la cote 440, et est évidemment plus ancien que la terrasse de la Halte, au-dessus de laquelle il se termine par un talus rapide. J'y ai vu plusieurs granites des Ballons vers 415 m. ; mais comme on en trouve également jusqu'au sommet de la grande terrasse des Gougeaux, vers 465 m., la seule conclusion que l'on puisse tirer de l'existence de ce cône, c'est qu'il correspond à un niveau de la Moselle plus élevé que celui de la nappe de la Halte.

Or, on a vu plus haut que dans le vallon de la Suche, il existe des traces de trois cônes de déjection dont le plus élevé commençait également à une altitude de 435-440 m., et s'étendait jusqu'à une nappe dont l'altitude devait être voisine de 423 m.

La concordance de ces données ne peut, je crois, laisser aucun doute sur l'extension de la nappes d'Archettes jusqu'à Saint-Jean-Xouard.

Nappe de 18-20 m. — Cette nappe est évidemment représentée par la terrasse de Pouxoux que l'on peut suivre sans interruption depuis Arches jusqu'à Noir Gueux. On a vu plus haut que la pente de cette nappe qui est de 0,21 jusqu'au voisinage du Saut, augmente progressivement vers l'amont ; elle cesse par suite d'être parallèle à celle de 59 m., et l'intervalle entre les deux nappes se réduit à une douzaine de mètres un peu en aval de Noir Gueux.

Nappe de 30-32 m. — Elle n'est représentée en amont d'Arches que par la terrasse de la Papeterie ; mais il est évident que cette nappe qui est bien caractérisée en aval d'Arches et renferme de nombreux débris de roches de la Haute-Moselle, devait s'étendre en amont, entre les deux nappes qui l'encadrent. La seule solution rationnelle consiste à admettre qu'en amont de la Niche, elle présentait comme celle de Pouxoux une pente progressivement croissante vers l'amont, et qu'elle se confondait près d'Eloyes avec la nappe de la Halte, que l'on suit jusqu'au Rocher de Noir Gueux. Dans cette hypothèse, la pente moyenne de la nappe entre la Niche et Eloyes devait être voisine de 0,31, un peu plus faible par conséquent que celle de Pouxoux, qui, dans le même intervalle, est de 0,48 ; la pente entre Eloyes et l'extrémité Nord, supposée à 411 près de Noir Gueux, était à peu près la même pour les deux nappes : 0,7 environ ; enfin l'intervalle entre les deux nappes qui est de 13 m. environ près de la Niche, se réduisait à 5-6 m. près de Noir Gueux.

On verra dans la 7^e partie que ces faits s'expliquent sans difficulté.

Vallée de la Vologne. — Cette vallée ne présentant aucun intérêt au point de vue de l'origine du barrage de Noir Gueux, je me bornerai à signaler ici qu'il existe près de Docelles et de Cheniménil, sur les deux rives de la Vologne et du Barba, des alluvions stratifiées horizontalement et qui appartiennent aux nappes de 31 et de 59 mètres.

5^o) OBSERVATIONS SUR L'ÉPAISSEUR DE LA NAPPE DE 59 M. ENTRE ARCHETTES ET NOIR GUEUX ET CONCLUSIONS QUE L'ON PEUT EN TIRER.

Dans le bassin d'Arches, entre les failles de la Vologne et de Mossoux, l'épaisseur de la nappe atteint près de 30 m. sur les falaises de Grès vosgien qui bordent la cuvette ; mais, sur quelques points, les alluvions masquent complètement la bande triasique, et descendent sans interruption jusqu'au voisinage du

fond de la vallée (fig. 9). A l'Est d'Archettes le talus très rapide qui, en aval du Saut, borde la terrasse de Tanières sur près de 1 800 m., est entièrement constitué entre les cotes 405 et 353, par des alluvions dont l'épaisseur atteint près de 50 m. Un peu au Nord, la route d'Archettes à Mossoux remonte pendant plus d'un kilomètre, dans un vallon étroit creusé dans le massif triasique, et dont les flancs et le fond sont couverts de galets apportés par la Moselle; il ne paraît pas douteux que ce vallon devait exister avant la formation de la nappe de 59 m., et a été rempli par cette nappe sur une hauteur de plus de 40 m. A 1 200 m. au NW d'Archettes, le massif de Grès est interrompu par un petit ravin; où l'on ne trouve que des galets roulés, et il semble que les alluvions ont dû remplir le vallon jusqu'à la faille de Mossoux, car ce vallon, en raison de sa situation, n'a pu être créé ni par la Moselle, ni par la Vologne, postérieurement à la nappe de 59 mètres¹.

Sur la rive gauche de la Moselle, on constate des faits analogues. A Arches, la terrasse du Château est limitée par un talus à 30 %, entièrement formé d'alluvions, qui descend jusqu'à la terrasse de l'Église; celle-ci repose sur le Grès vosgien à la cote 353, et le Grès n'apparaît sur les flancs de la terrasse du Château que dans les ravins qui la bordent. On peut en conclure que les alluvions de cette terrasse descendent à très peu près jusqu'au niveau de la plateforme de grès qui est sous l'Église, que leur épaisseur près du bord actuel atteint 43 m. au moins, et qu'elle atteignait même 50 m. avant la dénudation qu'a subie la terrasse.

La nappe de 59 m. a donc recouvert le fond du bassin d'Arches, entre la faille de Mossoux et Pouxieux, sur une hauteur de 50 m. environ. La topographie du bassin avant le commencement du remblai devait être à peu près la suivante: le fond de la vallée était occupé par une plateforme de Grès à peu près horizontale, cotée 353 près du Saut et interrompue seulement par la fracture qui se trouve dans le prolongement de la Niche; en outre, les falaises qui le bordaient étaient verticales et plus ou moins continues. Si, comme je l'ai indiqué plus haut, le fond du défilé de Dinozé vis-à-vis de la Vierge, n'est pas descendu pendant le creusement en dessous de 345 m., son altitude a dû atteindre au moins la cote 360, près de la faille de Mossoux, et dans ces conditions le bassin d'Arches a dû former une sorte de cuvette à fond plat, barrée en aval près de la faille par un seuil rocheux plus élevé de quelques mètres. On verra dans la 7^e partie que ce seuil a

1. Cette pénétration en coin des alluvions dans le Grès vosgien au NW et à l'Est d'Archettes n'est bien représentée que sur la carte de de Billy.

même dû être plus élevé au début de la période de creusement.

En amont de Pouxoux, l'épaisseur de la nappe atteignait 50 m. au moins entre la Suche et Saint-Jean-Xouard, sur toute la largeur de la vallée ; d'autre part, entre la Suche et Pouxoux, les deux versants sont à peu près rectilignes et parallèles ; leur écartement se maintient entre 1200 et 1600 m., et leurs pentes sont très rapides. On peut donc admettre comme très probable que la nappe de 59 m. devait posséder, dans tout l'intervalle entre la faille de Mossoux et Saint-Jean-Xouard, une épaisseur au moins égale à celle constatée aux deux extrémités, et que le profil transversal et longitudinal des parois rocheuses qui la renferment, est antérieur à sa formation, et n'a pas été sensiblement modifié depuis.

J'ajouterai qu'il est possible que l'épaisseur de la nappe ait été un peu plus forte près de Pouxoux, car immédiatement en amont de la faille de la Vologne, qui limite la plateforme de Grès de la cuvette d'Arches, la rivière paraît couler sur une nappe alluviale bien nivelée ; il serait très désirable que des sondages permissent de vérifier cette hypothèse, en raison de l'intérêt qu'elle présente au point de vue de l'origine des formes du terrain.

Une autre conclusion qui s'impose, c'est que la topographie du fond sur lequel s'est déposée la nappe, entre la faille de Mossoux et Noir Gueux, ne peut s'expliquer qu'en faisant intervenir des mouvements tectoniques.

Entre Noir Gueux et Pouxoux, la vallée est caractérisée par sa grande largeur, par le parallélisme des versants qui sont rectilignes sur de grandes étendues, et orientés suivant des directions qui concordent avec celles des grandes fractures du Système des Vosges, enfin, par l'absence ou l'extrême rareté d'affleurements rocheux au voisinage du fond, qui est nivelé par des alluvions, peut-être très épaisses, surtout près de Pouxoux. Il semble, *a priori*, difficile d'imaginer que des formes aussi régulières, en quelque sorte géométriques, aient pu être créées par la seule action des eaux courantes.

Entre Pouxoux et Arches, la vallée, bien que bordée par des falaises verticales de Grès vosgien, présente la même largeur qu'en amont, et les falaises se trouvent par conséquent dans le prolongement des versants granitiques. Le fond de la vallée est plat et occupé par une plateforme de Grès, qui est *probablement* un peu plus élevée que le lit rocheux granitique qui doit exister en amont de la faille de la Vologne ; or, cette plateforme paraît à peu près intacte sur toute la largeur de la vallée, sauf près de la rive droite où les eaux ont creusé une gorge étroite et pro-

fonde, qu'elles suivent jusqu'à la rencontre de la faille de la Niche, où elles changent brusquement de direction, à angle droit. Il semble inadmissible que ces mêmes eaux aient pu, tout en respectant la plateforme, créer sur les deux rives des falaises verticales situées dans le prolongement des versants en amont, et interrompues par des rentrants, comme ceux signalés près d'Archettes. Le profil longitudinal entre Pouxoux et la faille de Mossoux, présente également des particularités difficiles à expliquer par l'érosion, notamment l'existence d'un barrage rocheux près de la faille, au début de la nappe de 59 m., et celle de la petite falaise qui limite la plateforme de Grès, dans le prolongement de la Niche.

L'hypothèse de l'intervention exclusive des eaux courantes doit donc être écartée, et il faut en conclure que la topographie du fond sur lequel repose la nappe de 59 m. est due à des mouvements tectoniques qui ont provoqué l'abaissement de ce fond ; on verra plus loin que l'amplitude de cet affaissement ne paraît pas avoir dépassé 40-50 mètres.

En résumé, les trois nappes inférieures se sont étendues jusqu'à Noir Gueux. L'épaisseur de la nappe de 59 m. atteignait 50 m. environ entre la faille de Mossoux et Noir Gueux ; elle occupait tout le fond de la vallée, et a emboîté les deux autres nappes qui se sont formées à ses dépens. La topographie de ce fond est le résultat de mouvements tectoniques antérieurs à la formation de la nappe.

6°) ABSENCE EN AMONT D'ÉPINAL DE NAPPES ALLUVIALES SUPÉRIEURES A CELLE DE 59 MÈTRES.

On a vu plus haut qu'à Épinal les terrasses régulières les plus élevées appartiennent au niveau de 100 m. ; il semble, qu'en amont, les trois nappes inférieures soient seules représentées.

Les alluvions du fort d'Arches, et celles du Seuil de Dounoux, que j'avais en 1901 (p. 328) rattachées, sous réserves, au niveau de 100 m., sont, comme on le verra, contemporaines d'une époque où le bassin de la Haute-Moselle n'avait pas encore acquis son relief actuel ; il est d'autant plus difficile de les rattacher aux nappes alluviales de la région d'Épinal que dans la partie du bassin en amont de la grande faille d'Eloyes, il existe des amas de cailloux roulés jusqu'à plus de 300 m. au-dessus du fond des vallées actuelles.

Cette absence de terrasses régulières appartenant à des niveaux élevés, est d'ailleurs un fait normal dans l'intérieur des grands massifs montagneux qui ont été affectés par des mouvements propres pendant le Post-Pliocène, et même dans les zones de collines qui les entourent. Dans les Vosges méridionales, comme je le montrerai dans la 7^e partie, les différents compartiments du massif, et des collines qui les bordent, ont été jusqu'à l'époque qui a précédé la formation de la nappe de 59 m., soumis à des déplacements verticaux souvent considérables, qui ont fait varier l'altitude du fond des vallées et déterminé tantôt la formation de saillies rocheuses, tantôt celle de dépressions plus ou moins étendues. Ces mouvements ont nécessairement interrompu l'extension vers l'amont du profil d'équilibre, et fait disparaître les traces de la continuité qui aurait pu exister antérieurement entre les terrasses de la zone en amont et celles de la zone en aval.

CINQUIÈME PARTIE. — EXTENSION DE LA NAPPE DE 59 M. EN AMONT DE NOIR GUEUX. ORIGINE TECTONIQUE DES VALLÉES DE LA HAUTE-MOSELLE. RÉSUMÉ GÉNÉRAL.

1^o) EXTENSION DE LA NAPPE DE 59 M. EN AMONT DE NOIR GUEUX.

La nappe de 59 m., qui s'élevait près de Noir Gueux à 50 m. au-dessus du fond actuel, devait nécessairement, en raison de sa composition, s'étendre en amont. On pourrait donc être tenté de supposer qu'elle se prolongeait sans interruption au moins jusqu'aux grands barrages rocheux, en conservant une épaisseur peu différente de celle qu'elle possédait à Noir Gueux ; mais cette solution ne résiste pas à l'examen des faits. Le fond de la vallée jusqu'à 10 km. en amont, est occupé par des dépôts lacustres dont la composition et la structure sont complètement différentes de celles de la nappe, et dont la base descend au moins jusqu'au niveau de la plaine alluviale actuelle ; il faudrait donc que les alluvions de la nappe de 59 m. eussent disparu avant l'apparition du lac 403 ; or, il est impossible que les eaux courantes aient pu effectuer un semblable travail. On ne voit pas, en effet, comment elles auraient pu déblayer la vallée en amont de Noir Gueux, sur toute sa largeur et *au moins* jusqu'au niveau actuel, en laissant subsister à Noir Gueux un barrage transversal presque complet, comment l'énorme masse de matériaux provenant de l'amont aurait pu, sans détruire ce barrage, le franchir par une étroite et profonde coupure, et enfin, comment le fond de cette

coupure qui était nécessairement descendu au moins jusqu'au niveau actuel coté 373, aurait pu ensuite se relever jusqu'à une cote voisine de 405 ; le seul énoncé de ces objections suffit pour faire rejeter cette solution. J'ajouterai que l'hypothèse de l'intervention des glaciers n'est pas plus soutenable ; j'en ai démontré plus haut l'impossibilité en me basant sur la composition du barrage, et on verra dans la 6^e partie qu'elle se heurte à une série d'objections qui doivent la faire écarter.

Il faut donc recourir à une solution toute différente ; celle que je vais exposer, et qui me paraît la seule rationnelle, dans l'état actuel de nos connaissances, est basée essentiellement sur les observations ci-après :

a) La cuvette du lac 405 est limitée en amont par des barrages rocheux dont le plus important et le mieux caractérisé, celui de Zainvillers-Thiéfosse, est couvert de galets roulés, qui s'élèvent à 30-35 m. au-dessus de la rivière.

Le fond alluvial de la cuvette est percé sur un grand nombre de points par des rochers en général peu élevés au-dessus de la plaine ; quelques-uns s'élèvent à 20-25 m., et on trouve sur leurs sommets de nombreux galets très roulés (La Poirie), qui sont évidemment les témoins d'un ancien lit.

Au débouché de quelques vallons latéraux, il existe des terrasses suspendues qui dominent de 35-45 m. la plaine alluviale : vallons de Franould 37 m., vallée de Cleurie en amont du Saut 35-40 m., vallon de Sainte-Anne près de Remiremont 45 m., vallon de la Croisette 38 m. ; toutes ces terrasses paraissent correspondre à un ancien lit plus élevé d'une quarantaine de mètres.

Enfin, on trouve au pied des pentes, des gradins rocheux élevés de 30-60 m. au-dessus de la rivière et qui sont couverts de galets roulés : rochers à l'Ouest de la Maldoyenne (40-45 m.), à l'Est de Saint-Étienne (55 m.), replat au Sud de Champé (30-35 m.).

b) En amont des grands barrages, il existe des dépressions à fond plat, séparées par des rochers couverts parfois de galets roulés jusqu'à 20-30 m. de hauteur et présentant des traces de polissage par les eaux ; fait remarquable, il n'existe aucune dépression dans l'étroite vallée de Cleurie, entre le Reinbrice et le Saut-de-la-Cuve. Il est impossible d'expliquer la formation de ces dépressions soit par l'action des eaux courantes, soit par celle de la glace, et il faut recourir à l'hypothèse de l'effondrement d'un ancien lit rocheux plus élevé.

On a vu d'autre part que la formation de ces dépressions doit être contemporaine de celle du lac 405, puisque c'est leur présence qui a arrêté les alluvions de la Moselle et de la Moselotte pendant la période lacustre.

En s'appuyant sur ces données, on peut formuler l'hypothèse suivante (fig. 1, 2, et 15).

A l'époque où la nappe de 59 m. a commencé à se déposer, la vallée avait acquis, à très peu près, entre Noir Gueux et Arches, ses formes actuelles au voisinage du fond. Un peu en amont, très probablement vis-à-vis de Saint-Jean-Xouard, le lit rocheux se relevait brusquement d'une quarantaine de mètres, et atteignait 415 m. environ ; jusqu'au Thillot et Cornimont, il était formé par des rochers granitiques, dont l'altitude croissait un peu moins vite que celle du thalweg actuel : elle était de 490 environ au Thillot, de 450 m. vis-à-vis de Thiéfosse. Les alluvions de la nappe de 59 m. ont recouvert ce lit, mais leur épaisseur qui était de 50 m. à Noir Gueux tombait à 7-8 m. au-dessus du seuil rocheux, et diminuait vers l'amont. La pente moyenne de la nappe était approximativement de 0,14 entre Saint-Jean-Xouard et Thiéfosse, de 0,25 entre Saint-Jean-Xouard et le Thillot, par conséquent plus faible que celle de la rivière actuelle dans les mêmes intervalles. Cette topographie n'a pas subi de changements notables pendant la durée des nappes de 31 et de 19 m. ; la nappe de 59 m. et son substratum rocheux ont été creusés, mais le creusement du seuil a été très faible, en raison de la nature de la roche qui était formée de gneiss.

C'est seulement à la fin du mouvement positif qui a donné naissance à la nappe de 19 m., que le lit rocheux s'est affaissé entre Saint-Jean-Xouard et les grands barrages ; l'amplitude de cet affaissement a atteint une quarantaine de mètres au moins près de Saint-Jean-Xouard ; la cuvette du lac 405 s'est formée et a été aussitôt remplie d'eau.

En amont des grands barrages qui sont restés plus ou moins immobiles, des effondrements d'étendue restreinte ont eu lieu, et ont donné naissance aux dépressions signalées.

On est ainsi conduit à admettre que le fond des vallées de la Moselle et de la Moselotte en aval du Thillot et de Cornimont jusqu'à Arches, a subi des affaissements verticaux à deux époques différentes : le premier, en aval de Noir Gueux, avant la formation de la nappe de 59 m., le deuxième en amont, à une époque plus récente.

Je vais montrer que ces affaissements ne constituent pas des faits isolés et que la structure des Vosges méridionales prouve nettement que les traits caractéristiques de la topographie, et notamment le profil longitudinal et transversal des grandes vallées, sont la résultante de mouvements tectoniques qui ont déplacé verticalement les différents voussoirs composant les massifs.

2°) ORIGINE TECTONIQUE DES VALLÉES DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE.

Le bassin de la Haute-Moselle, dont je m'occuperai à peu près exclusivement, est constitué par un certain nombre de massifs distincts, séparés par des vallées les unes très larges, les autres très étroites, correspondant à des fractures de l'écorce terrestre, dont les principales suivent les directions moyennes ci-après : N. 20° E., N. 50° E., N. 75° W., N. 50° W. Ces massifs que l'on peut comparer à d'immenses voussoirs se sont déplacés verticalement de part et d'autre des fractures, sous l'action des forces intérieures, et c'est à ces déplacements que les Vosges méridionales doivent les principaux traits de leur relief, et en particulier leur disposition en gradins d'altitude croissante de la périphérie vers la crête. Cette disposition qui est caractéristique mérite de retenir un moment l'attention.

Il existe actuellement au Sud de la Vologne des témoins de trois grands gradins constitués par le Grès vosgien, qui formaient autrefois trois vastes plateaux continus bien distincts, séparés par des failles. Le gradin inférieur (1^{er} gradin) est représenté par une série de lambeaux de grès qui couronnent des pitons granitiques et dont les altitudes sont presque identiques : Forêt de Fossard (809 m.), Tête de Charmotte (819 m.), Grande Charme (816-820 m.), plateau au Nord-Ouest (800 m.), Tête du Houssot (808 m.)¹, Ormont (827 m.), Spiémont (809 m.), et enfin à l'Est du Cleurie, le plateau de Chèvre-Roche (827 m.). Tous ces lambeaux répartis sur une surface qui a 14 km. de longueur NS., sur 6 kil. de largeur à l'Ouest de Chèvre-Roche, ont évidemment fait partie d'un même plateau, dont l'altitude moyenne devait être voisine de 820 m. entre Chèvre-Roche et l'Ormont.

Le gradin supérieur (3^e gradin) est représenté au Sud de Rochesson par les trois lambeaux de la Roche Saint-Jacques (1027 m.), de Rondfeing (1060 m.), du Haut-du-Roc (1013 m.), et au Nord, par celui du Phény (1005 m.) qui se lie à celui très dénudé de la Tête de Neuve-Roche (970 m.). Enfin, il existe un gradin intermédiaire (2^e gradin) comprenant la Moulure de Liézey (897 m.), le lambeau des Grandes Roches (892 m.) et le vaste plateau de Longegoutte (900 m.); le Grès vosgien de ce gradin couvrait autrefois tout l'intervalle qui sépare les vallées du Bouchot et du Cleurie².

1. Cote 608 de la Carte d'État-Major.

2. Au point 851 de la carte (cote réelle 862), je n'ai vu qu'un pointement de microgranulite et sur les pentes des lambeaux de Grès rouge. J'ai laissé de côté le lambeau du Biazot au Sud de Gérardmer, cité par X. Thiriart (Gérardmer et

Entre le Haut-du-Roc et la crête des Vosges, il n'y a plus de gradins ni à l'Est, ni au Nord-Ouest ; mais on trouve encore des lambeaux de Grès vosgien dans la partie méridionale de la chaîne : le plus élevé atteint 1140 m. au Sud du Ballon de Servance ¹.

La formation des vallées est intimement liée au jeu des grandes fractures que j'ai qualifiées de *principales*, et des fractures *secondaires* qui les accompagnent, en nombre variable suivant les vallées ; elles sont parallèles aux premières, mais d'étendue plus restreinte. Les vallées dont le fond est très étroit et la section transversale plus ou moins triangulaire, correspondent, en général, à une fracture unique dont les deux lèvres sont demeurées relativement immobiles, ou n'ont subi que des déplacements de faible amplitude (Vallée de Cleurie entre le Reinbrice et Saint-Amé, cluse de Granges, et cluse du Barba près du Trou d'Enfer) ; ces fractures ont été ultérieurement élargies et approfondies par les eaux courantes. Au contraire (fig. 11), la formation des larges vallées à fond plat, à profil transversal plus ou moins rectangulaire ou trapézoïdal, à flancs rectilignes et parallèles sur des étendues plus ou moins grandes (Moselotte entre le confluent et Zainvillers, Moselle entre Arches et Maxonchamp, Cleurie entre le Reinbrice et Gérardmer), ne peut s'expliquer que par l'affaissement *relatif* d'une bande V de largeur correspondante à celle de la vallée et comprise entre deux fractures parallèles, qui suivent à peu près le pied des deux versants ; l'une d'elles, F, doit correspondre vraisemblablement à la fracture principale, l'autre f, est une fracture secondaire.

Pendant que les deux massifs séparés par la fracture principale se déplaçaient d'une façon indépendante, l'affaissement de la bande V, constituait le fond de la vallée ; en même temps le jeu des autres fractures secondaires déterminait la formation, sur chaque versant, de gradins étagés ; des cassures transversales ont dû en outre donner naissance à des vallons latéraux, et dans quelques cas à des *cirques*.

Dans la 7^e partie, on verra que les principales fractures et failles des Vosges méridionales sont probablement très anciennes pour la plupart, et que quelques-unes avaient déjà joué à l'époque triasique ; mais c'est seulement pendant le Pliocène et le Post-Pliocène que leur jeu a donné au massif son relief actuel.

environs, 1882), sa position exacte et par suite son altitude indiquée comme étant de 887 m., ne me paraissant pas certaines.

1. Van Wervecke. Mitth. der Comm. für die geologische Landes Untersuchung von Elsass-Lothringen, I, p. 111.

La figure 11 qui représente une coupe schématique de la rive droite de la Moselle entre Longegoutte et la faille de Mossoux, met en évidence le rôle des différentes fractures dans la formation de ce relief et elle justifie les idées théoriques que je viens d'exposer.

Le Grès vosgien, qui est partout en couches horizontales, couvre le plateau de Longegoutte (900 m.), ainsi que les deux contreforts du Beluet (867 m.) et de l'Avuxon (882 m.)¹; son épaisseur est de 20-25 m. En se dirigeant vers le Nord-Ouest, on rencontre successivement les plateaux de grès du Bois des Meules (825 m.) et du Solem (Tête de Houé 840 m.), les gradins granitiques du bois de Moyeu-mont (735 m.), du bois de Menaumont (663 m.), et près du fond de la vallée, entre Franould et Champé, plusieurs gradins de même nature, limités par des pentes très rapides à 440, 426 et 400-405. Si l'on remarque que le gradin de Moyeu-mont est séparé par un ravin étroit du plateau des Hats qui est à peu près à la même altitude (722 m.) et est couvert par 25-30 m. de Grès vosgien, on est en droit d'en conclure que ce gradin a été également recouvert par ce même grès; je ne serais pas étonné d'ailleurs qu'une exploration minutieuse, très difficile il est vrai, permit d'en retrouver des traces.

Sur la rive droite de la Moselotte, les pentes également très rapides sont interrompues vers la base par des gradins granitiques dont les altitudes varient entre 425 et 500 m.; plusieurs gradins très nets à l'altitude de 425, se montrent entre Celles et Saint-Amé. Au-dessus, se dresse le Saint-Mont (667 m.) qui correspond au gradin de Menaumont, et qu'une cassure étroite, profonde de 100 m. isole des pentes au Nord. Plus haut, dans le bois du Morthomme (les Sous), le

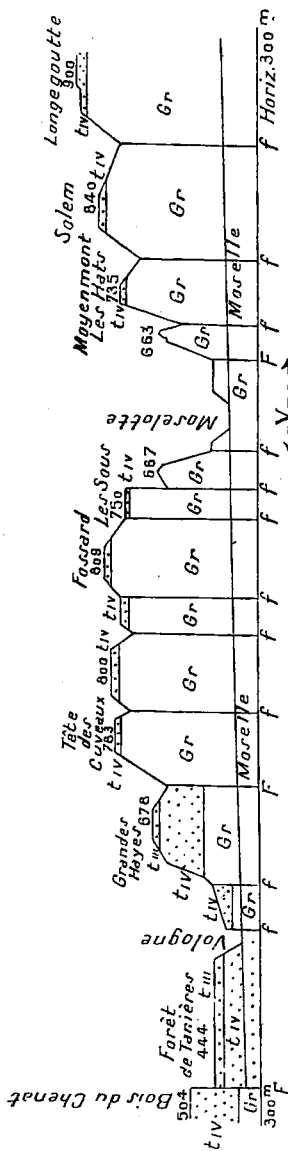


FIG. 11. — COUPE THÉORIQUE ENTRE LONGEGOUTTE ET LE CHENAT. — Longueurs : 1/200 000; Hauteurs : 1/25 000.

1. Ces deux lambeaux ne figurent pas sur la Carte géologique.

grès forme au-dessus de Saint-Arnould un replat à 450 (10-15 m. d'épaisseur)¹ ; il est dominé par des pentes rapides qui conduisent sur le plateau de Fossard (809 m.). L'épaisseur du grès qui couvre ce plateau doit être très faible, car près du bord méridional vers 800 m., j'ai vu deux affleurements de gneiss.

Étant donné l'intérêt que présente le massif de Fossard, au point de vue tectonique, je crois utile de préciser la distribution topographique du Grès vosgien, en me basant sur mes observations, car les tracés de la carte sont inutilisables en raison de la petitesse de l'échelle. Si l'on compare les épaisseurs des lambeaux de Grès appartenant au grand gradin inférieur défini plus haut, et situés entre le massif de Fossard et le Spiémont, on voit immédiatement que l'épaisseur du grès qui atteint près de 80 m. au Spiémont, à l'Ormont, à la Violle, aux Cuveaux, c'est-à-dire au voisinage de la grande faille limite, se réduit à 25-30 m. plus au Sud. Dans le massif de Fossard notamment, sur le plateau étroit qui s'étend au Nord jusqu'à la Roche du Thin, le gneiss et la granulite affleurent dans les deux dépressions qui se trouvent à l'Est de Grimouton et à l'Ouest de Sainte-Sabine, à des altitudes voisines de 780, et on peut considérer comme probable que dans ce massif, jusqu'au Nord de la Tête de Charotte, les lambeaux de grès existant à des niveaux plus bas, ont été séparés des gradins dont ils faisaient partie par des affaissements verticaux. Or, ces lambeaux sont assez nombreux sur les pentes qui entourent le massif de Fossard. Sur le versant oriental, on trouve indépendamment du plateau du Morthomme (750 m.), un lambeau près de Feing des Grèves (766 m.), un autre au-dessus de Morlexard, 600 m. à l'Est de Sainte-Sabine près de la cote 732,4, les deux lambeaux de la Table de la Charme au NE de la Mousse (748 m.) et de la Table de Blancheroche plus à l'Est (758 m.); sur le versant nord, il y a un lambeau à l'Ouest de Feing Loyaux (766 m.), un autre à l'Ouest de la Mousse (766 m.), et un troisième à la Roche de Thin (748 m.) ; dans tous ces lambeaux l'épaisseur du grès est très faible, et inférieure à 25-30 m.

Il existe donc sur les pentes qui descendent du massif de Fossard vers la Moselotte des traces d'au moins trois gradins recouverts par le Grès vosgien, aux altitudes de 766, 750 et 732 m. ; sur les pentes au Nord de Longegoutte il y en a au

1. Je n'ai pas pu vérifier l'extension du grès vers l'Est : il n'est certainement pas continu, comme l'indique la carte ; mais si le grès occupe réellement le sommet isolé coté 705, il faudrait probablement considérer ce lambeau comme indépendant de celui du Morthomme.

moins deux, à 840 et 722 m. En outre, sur les deux versants de la vallée entre Longegoutte et Fossard, on trouve de nombreux petits gradins granitiques limités par des escarpements ou des pentes très rapides.

Cette topographie ne peut s'expliquer qu'en s'appuyant sur l'hypothèse que j'ai énoncée. Les massifs de Longegoutte et de Fossard étaient autrefois soudés, et recouverts par une nappe de Grès vosgien continue et à pente très faible. Lorsque les grandes failles F qui existaient peut-être déjà à l'état de simples fractures à l'époque du dépôt du Grès vosgien, ont commencé à jouer, le déplacement vertical des deux massifs a provoqué la formation le long de ces failles de fractures secondaires, et l'affaissement en escaliers d'une série de bandes parallèles de largeur variable, parmi lesquelles celle V, comprise entre une grande faille et une faille secondaire, a dû être la plus *importante*. Cette dernière bande en s'abaissant dès le début, a marqué l'emplacement de la future vallée ; les autres ne se sont abaissées que successivement et au fur et à mesure de la surrection des vousoirs et de l'enfoncement de la bande principale. Ces mouvements ont eu lieu probablement par à coups, séparés peut-être par des intervalles plus ou moins longs.

On pourrait relever dans le bassin de Haute-Moselle d'autres coupes qui confirmeraient ces conclusions. Je me bornerai à signaler la coupe transversale de la Moselle entre le Solem (840 m.) et le Bambois de Remiremont (686 m.) par les Hats (722 m.) et le Sapenois (766 m.), et celle que l'on peut faire entre les grandes Hayes (676 m.), le bois du Four (628 m.), le bois de Tacaumont (573 m.) et le bois de la Feigne (632 m.). La formation des grandes vallées par effondrement est également manifeste dans la région de Longemer, et entre Gérardmer et le Reinbrice, et je suis convaincu que l'établissement d'une carte géologique à grande échelle, basée sur les levés réguliers et sur quelques sondages à travers les dépôts superficiels, fera apparaître des accidents tectoniques qui ne figurent pas sur les anciennes cartes, et confirmera les conclusions qui précèdent.

Je ferai remarquer en terminant que le prolongement de la coupe de la fig. 11 vers le Nord-Ouest, met en évidence la disposition en gradins du massif Vosgien sur son bord occidental. Le vallon d'Eloyes-correspond à l'une des failles qui accompagnent la grande faille limite de l'île vosgienne ; sur la lèvre inférieure de cette faille, le Grès bigarré des Grandes Hayes se trouve à 100 m. en dessous du Grès vosgien de la Tête des Cuveaux ; un peu au NW, une faille abaisse brusquement de

près de 150 m. le Grès vosgien des Bois du Four, de Blut et Banis, et une autre faille correspond au lit de la Vologne. Au delà, sur la rive droite, le Grès bigarré qui couvre la forêt de Tanières et s'élève à 444, se trouve à 230 m. plus bas que celui des Grandes Hayes ; la bande dont il fait partie s'étend jusqu'à la faille de Mossoux où le Grès vosgien du bois de Chenat atteint brusquement la cote 504. Cette bande qui est limitée au Nord par des failles constitue une large dépression dans la zone des collines sous-vosgiennes, et c'est dans cette bande que s'est formée par effondrement, la cuvette d'Arches, dont les deux bords se trouvent dans le prolongement des grandes failles qui encadrent la Moselle en amont.

3°) RÉSUMÉ GÉNÉRAL.

Je résume brièvement les principales conclusions auxquelles je suis arrivé.

a) Les trois nappes alluviales les plus récentes, représentées par les altitudes relatives de 59, 31 et 19 m., et qui sont des nappes régulières, formées sous l'influence des oscillations eustatiques de la ligne de Rivage, paraissent remonter seules en amont d'Épinal ; elles peuvent être suivies jusqu'à Noir Gueux ; leur stratification est horizontale et leurs éléments sont très roulés ; beaucoup proviennent de la Haute-Moselle.

b) La nappe de 59 m. a remblayé tout le fond de la vallée entre la faille de Mossoux et Saint-Jean-Xouard, sur une hauteur de 50 m. environ ; son altitude à Saint-Jean était de 423 m., la pente moyenne dans le même intervalle était de 0,215. Le profil longitudinal et transversal du fond sur lequel repose la nappe entre ces deux points extrêmes, différerait très peu du profil actuel : il a été le résultat d'un affaissement du fond de la vallée, immédiatement avant le commencement du remblai qui a donné naissance à la nappe. Près de Saint-Jean-Xouard, le fond rocheux se relevait brusquement d'une quarantaine de mètres, et atteignait 415 m. environ ; il remontait jusqu'au Thillot et Cornimont, avec une pente un peu plus faible que celle du thalweg actuel ; la nappe de 59 m. a recouvert ce fond avec une épaisseur décroissante d'aval en amont.

c) Entre Épinal et Pouxieux, les nappes de 31 et de 19 m. sont parallèles à la précédente, qui les emboîte partiellement ; mais en amont de Pouxieux, elles cessent de lui être parallèles et sont en outre totalement emboîtées dans cette nappe ; leur

pente s'accroît progressivement jusqu'à Noir Gueux où elles se terminent brusquement au grand talus transversal qui limite le barrage de Noir Gueux, à des altitudes qui sont respectivement de 411 et 405 m. ; il n'en existe aucune trace en amont. Entre la Niche et Eloyes, la pente de la nappe de 31 m. croît moins rapidement que celle de la nappe de 19 m. ; elle est de 0,31 pour la première, de 0,48 pour la deuxième ; entre Eloyes et Noir Gueux, les pentes sont sensiblement égales à 0,7 ; il en résulte que l'intervalle de 12 m. qui sépare ces nappes près d'Épinal diminue en amont et se réduit à 6 m. environ près de Noir Gueux (fig. 15). Pendant la formation des deux nappes, la Moselle a creusé son lit en amont de Saint-Jean et a créé à l'extrémité du ressaut rocheux une cataracte analogue à celle du Saut-de-la-Cuve ; c'est au seuil de cette cataracte que commençaient les nappes. En se basant sur leur pente, on peut admettre comme probable que ce seuil s'élevait à 415 m. à l'époque de la nappe de 31 m. et que le creusement l'avait abaissé à 409 m. environ à l'époque de celle de 19 m.

d) En amont de Noir Gueux, jusqu'aux barrages des Meix et de Zainvillers, la vallée est actuellement occupée par des alluvions moins élevées d'une vingtaine de mètres que celles de la nappe de 59 m. près de Noir Gueux ; elles ont la structure des *deltas*, et ont été déposées dans un lac dont l'altitude était de 405 m., par les eaux des ravins latéraux ; ni la Moselle ni la Moselotte n'ont contribué à leur formation. La dépression occupée par ce lac ne pouvait donc exister à l'époque de la nappe de 59 m. C'est seulement vers la fin du remblai correspondant à la nappe de 19 m., qu'a eu lieu l'affaissement du lit rocheux en amont de Saint-Jean et la formation de la cavité lacustre.

e) L'accident topographique de Noir Gueux par son altitude et sa composition, a fait partie intégrante de la nappe de 59 m. et il en est un résidu ; sa formation, comme je l'ai dit et comme on le verra plus loin avec plus de détails, ne peut être attribuée à l'intervention des glaciers ; elle est la conséquence du mouvement tectonique qui a provoqué l'affaissement du lit rocheux en amont.

f) L'extension de la nappe de 59 m. jusqu'à Noir Gueux, et même jusqu'à une certaine distance en amont, avec son profil d'équilibre, prouve qu'à partir de sa formation, il n'a pu se produire ni dans la zone des collines sous-vosgiennes qui entourent le bassin de la Haute-Moselle, ni dans le massif vosgien lui-même, aucun mouvement susceptible de modifier le relief de ces différentes parties, soit entre elles, soit par rapport aux col-

lines jurassiques de la Lorraine et du bassin de la haute Saône. En réalité, comme on le verra, cette stabilité relative semble avoir commencé avec la période de la ligne de Rivage de 148 m., et en tout cas, avec celle de 100 m. ; les seuls mouvements qui se sont produits ultérieurement ont été des effondrements localisés pour la plupart dans le fond de la vallée en amont de Noir Gueux.

SIXIÈME PARTIE. — RÉFUTATION DE L'HYPOTHÈSE DE L'ORIGINE GLACIAIRE DE LA DIGUE DE NOIR GUEUX

La digue de Noir Gueux et les terrasses sur lesquelles elle repose, sont constituées presque exclusivement par des matériaux de faible volume ; les blocs sont rares et leur diamètre dépasse rarement un mètre ; la majeure partie des éléments sont remarquablement roulés ; beaucoup proviennent du bassin de la Suche ; les débris anguleux sont relativement peu nombreux et ont une origine rapprochée ; il n'y a ni boue glaciaire, ni débris striés.

Le contraste entre ces caractères et ceux des dépôts glaciaires avait déjà frappé les géologues en 1847, bien qu'à cette époque l'exploration du terrain fût très difficile¹. Collomb, dans le compte rendu de l'excursion de Noir Gueux, a insisté en ces termes sur ce contraste : « Si l'on compare la moraine avec celles en activité en Suisse qui sont formées de matériaux anguleux, on est frappé de la différence, et l'on serait tenté de donner aux moraines vosgiennes une origine diluvienne ». Mais il a en même temps cherché à justifier l'intervention des glaciers en se basant sur les considérations ci-après.

A l'époque où le glacier atteignait Noir Gueux, les glaces couvraient tous les sommets de la chaîne ; les moraines superficielles ne devaient donc se montrer qu'à une distance de plusieurs kilomètres ; les débris, pour la plupart de faibles dimensions, arrachés par le glacier à ses flancs, ont effectué leur voyage emprisonnés dans la glace, et c'est seulement vers la fin qu'ils ont apparu à la surface broyés, usés, réduits à l'état de

1. Il est intéressant de rappeler que le barrage de Noir Gueux est resté ignoré jusqu'en 1847, Hogard n'en fait pas mention dans sa note de 1842 ; il considérait alors toute la plaine en aval de Remiremont comme alluviale ; Collomb n'en parle pas davantage dans son mémoire de 1847. Ce fut à la suite d'une communication de Royer pendant la Réunion extraordinaire, que l'idée d'assimiler le barrage à une moraine a pris naissance ; elle motiva l'excursion du 16 septembre.

sable ou fortement écornés et usés. L'absence ou l'extrême rareté des blocs et des roches caractéristiques de la Haute-Moselle, est la conséquence du recouvrement par la glace des points culminants ; quant à l'absence de débris rayés ou striés, elle s'explique par celle de roches assez tendres pour recevoir l'empreinte de roches plus dures faisant l'office de burin.

Il est facile, je crois, de réfuter cette explication et de montrer que l'hypothèse de l'origine glaciaire de la digue et des terrasses qui la supportent, est en opposition complète avec les faits constatés.

1^{re} OBJECTION. — RARETÉ ET FAIBLE VOLUME DES BLOCS.

Les plateaux et pentes qui bordent les deux rives de la Moselle entre Remiremont et Eloyes, et s'élèvent sur la rive droite jusqu'à 400 m. au-dessus de la rivière (Cuveaux, Ormont, Fos-sard, etc.) étaient couverts autrefois d'innombrables blocs et débris, en majeure partie *erratiques*, parfois très volumineux (50-70 mc.) ; ces blocs, d'après les glaciéristes, n'ont pu être apportés que par des glaciers couvrant tout le bassin de la Moselle, et qui s'avançaient jusqu'à Archettes. On peut dès lors s'étonner que ces mêmes glaciers, à une époque où ils avaient déjà reculé d'au moins 7 kil., n'aient pu édifier dans le fond de la vallée, à Noir Gueux, qu'un barrage constitué presque exclusivement par du sable et des galets très roulés, auxquels s'associent des blocs peu nombreux et peu volumineux (1/2 mètre cube au plus), et provenant de roches en place dans les massifs voisins, ou de dépôts plus anciens. La contradiction est tellement flagrante qu'elle devrait suffire pour faire rejeter d'une façon absolue l'origine glaciaire de la digue de Noir Gueux.

2^e OBJECTION BASÉE SUR LA TOPOGRAPHIE DU BARRAGE.

Les alluvions de la nappe de la Halte sur laquelle repose la digue se sont étendues d'une rive à l'autre, et ont complètement barré la vallée en aval sur une hauteur de 40 m. environ ; il faudrait donc admettre que les eaux glaciaires, bien que leur volume ait dû être considérable en raison de l'étendue et de l'épaisseur du glacier, ont été incapables de maintenir la coupure qui existe normalement dans toutes les moraines terminales, et que le fond de la coupure s'est élevé progressivement au moins jusqu'au niveau de la nappe de la Halte ; les eaux ont dû par suite remonter en siphon jusqu'à ce niveau. C'est une

conséquence qui semble difficilement conciliable avec les lois de l'hydraulique et avec la lenteur des accumulations morainiques, et dont il n'existe, je crois, aucun exemple dans les glaciers actuels.

Dans l'hypothèse d'une digue isolée, faisant saillie au-dessus de la nappe de la Halte, il est impossible de comprendre comment les apports de la Suche ont pu la constituer en majeure partie en s'étendant d'une rive à l'autre. En outre, on est conduit à assimiler les deux nappes de la Halte et de Pouxoux à des cônes de transition; or la pente du plus élevé est notablement plus faible que celle du cône inférieur, ce qui est l'inverse de ce qui doit se produire normalement dans les glaciers.

Enfin, on peut se demander comment un glacier, qui de l'aveu même des glaciéristes, n'avait que des moraines profondes, sauf au voisinage de son extrémité inférieure, a pu édifier une moraine aussi considérable que celle de Noir Gueux.

Je crois inutile de discuter ici l'opinion de Hogard qui a assimilé à des moraines profondes les nappes alluviales en amont et en aval de Noir Gueux en se basant sur le fait qu'elles renferment des galets de formes spéciales que les glaciers seuls peuvent produire, et sur leur nivellement longitudinal et transversal qui, d'après lui, était le résultat du mouvement des glaciers agissant comme de gigantesques rouleaux compresseurs. Je me bornerai à rappeler qu'il en a conclu, très logiquement d'ailleurs, que les glaciers des Vosges s'étaient étendus jusque dans les Ardennes et ceux des Alpes jusqu'à la Méditerranée : la Crau et même la *Camargue*, représentaient la moraine profonde de ces derniers ; il a même insinué que le conglomérat du Grès Vosgien et le Nagelfluh avaient été créés par des glaciers contemporains !.

J'ajouterai que la forme légèrement concave du barrage de Noir Gueux vers l'amont, est due à des causes très simples qui sont indépendantes des glaciers. Sur la rive droite, c'est grâce à la présence du Rocher de Noir Gueux que les alluvions de la nappe de 59 m. qui s'étendaient jusqu'à Saint-Jean-Xouard, ont été préservées de la destruction ; sur la rive gauche, le tracé des terrasses de la Dare et de la Moselle indiquent nettement que les deux cours d'eau ont contribué à donner au talus terminal sa forme actuelle.

1. HOGARD. Coup d'œil sur le terrain erratique des Vosges. 1848, p. XI, 43 et 51.
- » Recherches sur les formations erratiques. 1858, p. 63, 66, 73, 95.
- » Recherches sur les glaciers-1858, p. 176 et 208.

3^e OBJECTION. — ABSENCE DE DÉPÔTS GLACIAIRES
EN AMONT DE NOIR GUEUX DANS LE FOND DE LA CUVETTE DU LAC 405.

Une objection non moins grave, c'est qu'après avoir créé à son extrémité cette extraordinaire accumulation de matériaux, le glacier en se retirant n'a laissé en amont aucun témoin de son séjour notamment dans la grande cuvette occupée par le lac 405 qui a près de 16 km. de longueur. Les amas de sable et de galets roulés que l'on y rencontre sont *exclusivement* des dépôts stratifiés, pour la plupart d'origine lacustre; sur les rochers on voit souvent des traces de polissage par les eaux, mais les débris sont toujours très roulés à l'exception de ceux qui proviennent des pentes voisines.

4^e OBJECTION. — PRÉSENCE PRESQUE EXCLUSIVE D'ÉLÉMENTS ROULÉS.

L'impossibilité de la création par un glacier d'un barrage de 50 m. de hauteur formé presque exclusivement de galets roulés, résulte nettement de l'examen des moraines actuelles et anciennes.

a) Si les débris anguleux qui constituent les moraines profondes, pouvaient par leur frottement sur les parois encaissantes, prendre des formes identiques à celles que produisent les eaux courantes, on trouverait à la base des moraines terminales actuelles ou anciennes une proportion notable de ces derniers; or, c'est le contraire qui a lieu. Dans la moraine terminale de la Mer de Glace qui est à 12 km. de la crête et entièrement composée de roches cristallines, j'ai constaté l'absence à peu près absolue de débris roulés, même à la base, et ils sont également très rares à l'origine du cône de déjection de l'Arveyron; c'est seulement un peu en aval qu'ils commencent à apparaître et leur nombre est déjà considérable à 3-400 m. de la source¹. J'ai observé des faits identiques aux Bossons, au Glacier d'Argentière, à Zermatt, etc.

Il n'est pas douteux que les glaciers peuvent broyer une partie des éléments les moins résistants, parmi ceux qu'ils transportent, mais il est difficile d'admettre que la pression inégale et intermittente de la glace sur les parois du lit, puisse donner à des débris irréguliers de roches dures, la forme de sphères ou d'ellipsoïdes parfaits, à surface uniformément usée. Ces débris doivent au con-

1. Cette observation a été faite pour la première fois par H. de Saussure. Voyage dans les Alpes, I, 1779.

traire prendre le plus souvent des formes polyédriques, avec facettes polies, striées ou non. J'ai vu des exemples de cette transformation, même à de grandes altitudes, notamment au glacier de Rhêmes Golette vers 2700 m., sur des galets calcaires, et au glacier de l'Autaret vers 2500 m., sur des galets de Serpentine.

Quant aux galets roulés que l'on observe accidentellement dans les moraines *actuelles*, ils doivent leurs formes à des causes spéciales, indépendantes de l'action de la glace. La plupart se sont formés soit dans les *moulins*, soit dans les ravins latéraux libres de glace où les eaux tombent en cascade pendant l'été (Ravin du Gornergrat et rive gauche du glacier de Gorner, moraine latérale droite du glacier du Rhône vers 2300 m.) ; ils peuvent aussi dans certains cas provenir de terrains anciens, par exemple des poudingues de la Mollasse ou du Trias.

b) Dans les *anciennes* moraines, situées à une grande distance des glaciers, on trouve souvent des galets roulés, associés aux débris anguleux ; mais leur présence est facile à expliquer. A l'époque de leur plus grand développement, les glaciers ont occupé des vallées préexistantes, sur les flancs desquelles existaient des terrasses de galets roulés, transportés antérieurement par les eaux. Dans l'Isère, près de Grenoble, il y a de semblables terrasses à près de 800 m. au-dessus de la rivière (Saint-Pancrasse) et les glaciers, à l'époque où ils s'étendaient jusqu'à Faramans, situé à plus de 100 km. des crêtes alpines, passaient sur des alluvions souvent cimentées en poudingues, et étaient dominés de plus de 200 m. par des terrasses plus anciennes, dont les éléments ont dû nécessairement être entraînés dans les moraines. Un phénomène de même ordre doit d'ailleurs se produire à l'extrémité des glaciers actuels, pendant leurs oscillations périodiques. Mais, quelle qu'ait pu être l'importance de ces apports, ils n'ont modifié nulle part les caractères des moraines terminales.

5^e OBJECTION TIRÉE DE LA STRATIFICATION DU BARRAGE.

L'existence d'une stratification horizontale dans la plus grande partie du défilé de Noir Gueux, n'est pas douteuse ; je l'ai constatée jusqu'à 40 m. environ au-dessus de la Moselle, et elle est générale dans toute l'étendue des terrasses en aval, contrairement à l'assertion de Hogard et de Bleicher. Dans la digue proprement dite, dont les matériaux proviennent en partie de la Suche, la structure est celle des cônes de déjection, c'est-à-dire plus ou moins torrentielle ; j'ai vu cependant des traces de stratification à une douzaine de mètres en dessous de la crête.

6^e OBJECTION. — FRÉQUENCE DES ROCHES DE LA HAUTE-MOSELLE.

L'argument de Collomb basé sur la rareté de ces roches doit être abandonné, puisque le défrichement et la construction du canal ont permis de constater leur fréquence dans toute l'étendue de la digue et des terrasses sous-jacentes.

Je me bornerai à faire remarquer que dans l'hypothèse glaciaire, cette constatation obligerait à admettre, contrairement à l'opinion de Hogard, que le glacier de la Moselle a seul occupé la vallée en aval de Remiremont, et que le glacier de la Moselotte ne s'est pas réuni à lui ; c'est évidemment une conséquence embarrassante pour l'hypothèse.

7^e OBJECTION. — ABSENCE DE GALETS STRIÉS ET DE BOUE GLACIAIRE.

Cette absence a été signalée par les anciens auteurs et je l'ai constatée dans toutes les coupes du canal et du chemin de fer ; je ne puis, en effet, qualifier de strié le petit galet de Schiste carbonifère, de forme irrégulière mais à angles usés, que j'ai recueilli dans le sentier qui conduit au piton 421, et dont l'une des faces présentait des éraflures grossières, évidemment artificielles. Hogard, il est vrai, a signalé l'existence de galets striés de schiste et même de Diorite, dans le lit majeur de la Moselle, à Dognéville ¹, qui est à 20 km. en aval de Noir Gueux ; il n'a pas d'ailleurs cherché à expliquer l'absence de galets semblables sur ce dernier point. Je suis convaincu pour ma part, que les stries de Dognéville sont accidentelles et proviennent probablement du passage des tombereaux de graviers. Tout récemment, j'ai recueilli des galets roulés d'Amphibolite, *remarquablement striés*, parmi ceux que l'on avait extraits du *lit majeur* de l'Isère, pour empierrier le chemin de l'hospice des Vieillards près Grenoble : leur striation par les fers des chevaux et les roues était évidente.

J'ai observé, du reste, des faits analogues sur beaucoup de points. En 1904, j'ai trouvé dans le lit majeur de l'Oued Maniah, près de Marengo (Algérie), à 6 km. de la mer et à 40 m. d'altitude un galet calcaire remarquablement strié sur une face : les stries fines et croisées avaient été produites par la charrue arabe. Je possède dans ma collection un silex de la craie, de forme irrégulière, mais à *arêtes usées*, que j'ai recueilli dans les déblais de la carrière de Saint-Prest, près de Chartres ; il est couvert sur toutes ses faces de stries d'une grande finesse.

Enfin, un peu au Sud-Est de Saint-Martin d'Uriage, près de

1. HOGARD. Coup d'œil sur le terrain erratique des Vosges, p. 51. Planche X, fig. 10 et 11, 1851.

Grenoble, j'ai constaté que le *trainage des bois*, dans des sentiers très rapides, produit des stries fines et très nettes, sur des galets roulés de roches cristallines à grain fin, sur des amphibolites notamment; ce striage paraît être plus fréquent pendant les années pluvieuses, parce que l'extrémité des grands arbres qui repose sur le sol et fait l'office de frein, est alors couverte de boue argileuse avec grains siliceux provenant des terrains sous-jacents. Le fait est d'autant plus significatif, que dans les moraines du plateau de Saint-Nizier par exemple, les galets roulés de roches cristallines qu'elles renferment accidentellement ne sont pas striés; ou du moins très exceptionnellement.

Peut-être n'est-il pas inutile de rappeler à titre documentaire, qu'il y a cinquante ans environ, on a signalé dans les alluvions de Montreuil, près de Paris, l'existence de galets et même de blocs striés: on les trouvait par *centaines* (*sic*)¹.

Je crois, en tous cas, pouvoir conclure de mes observations que les galets striés trouvés par Hogard à Dognéville, ne peuvent pas être invoqués comme une preuve de l'existence de glaciers dans la vallée de la Moselle; la découverte de semblables galets ne peut avoir de valeur que si on les trouve dans *l'intérieur* de dépôts non remaniés par l'homme; en outre, on ne doit pas perdre de vue que le mot *strie* a été employé dans des acceptions très variées², et que beaucoup de petits blocs qualifiés de striés, présentent simplement des surfaces de friction dont l'origine n'est nullement glaciaire, comme je le montrerai prochainement en m'appuyant sur les nombreux échantillons que j'ai recueillis ou étudiés.

En résumé, la théorie de l'origine glaciaire de la digue de Noir Gueux est en opposition avec la plupart des faits observés et doit être rejetée. Je persiste d'ailleurs, plus que jamais, dans l'opinion que j'ai émise en 1897 au sujet de la non-existence de grands glaciers dans les Vosges; on trouvera dans la 7^e partie un certain nombre d'observations qui la confirment.

SEPTIÈME PARTIE. — CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES VOSGES ET THÉORIE DE LA FORMATION DU BARRAGE DE NOIR GUEUX.

Il reste à expliquer le mode de formation du barrage de Noir Gueux. On a vu que ce barrage qui est en quelque sorte encastré dans les

1. B. S. G. F., (2), XXVII, p. 505, 549 et suivantes.

2. Hogard a décrit sous le nom de *stries* des creux de 10 cm. de profondeur (B. S. G. F., (2), II, p. 252).

rois nappes alluviales inférieures, se trouve à la limite de deux bandes faillées, correspondant au fond de la vallée, et qui se sont affaissées d'une cinquantaine de mètres à deux époques différentes ; la formation du barrage a été la conséquence de l'affaissement le plus récent.

Les deux affaissements sont évidemment liés aux mouvements épirogéniques qui ont affecté l'ensemble du massif vosgien et ont déterminé sa surrection par le déplacement vertical des différents vousoirs qui le constituent, le long des grandes failles qui les séparent ; ce sont simplement des incidents locaux de ces mouvements.

Pour bien comprendre les conditions dans lesquelles ces mouvements se sont produits et leur répercussion sur la topographie des vallées, il est donc nécessaire de reconstituer dans leurs traits essentiels, les phases successives de l'évolution du relief des Vosges méridionales pendant la période des lignes de Rivage. C'est cette reconstitution que je vais tenter, en la faisant précéder d'un aperçu sommaire des phénomènes tectoniques qui ont dû s'accomplir dans le massif antérieurement au Post-Pliocène.

I. ÉVOLUTION DU RELIEF DU MASSIF VOSGIEN ANTÉRIEUREMENT AU POST-PLIOCÈNE.

1^o PÉRIODE SECONDAIRE. — L'hypothèse admise par beaucoup de géologues du recouvrement des Vosges par le Trias et le Jurassique, soulève quelques objections qu'il me paraît utile de signaler.

a) Il n'est pas douteux que le Grès vosgien a recouvert autrefois tout le massif, car il en existe encore des lambeaux dans les Vosges méridionales, jusqu'au voisinage des points culminants : Hohnack et Rain des Chênes 980 m., Ballon de Servance vers 1140 m., Rondfeing 1060 m., Haut du Roc 1013 m., etc. Mais il importe de noter que l'épaisseur du Grès diminue du Nord au Sud : elle est de 300-350 m. dans le Palatinat et l'Odenwald, de 200 m. environ dans la région de Saint-Dié, de 150 m. au Hohnack ; elle est très réduite dans toute la partie de l'île Vosgienne comprise entre la Vologne, la faille d'Eloyes et la Moselle : 30 m. au Haut-du-Roc, 20 m. à Neuve Roche et à Chèvre Roche, 20-25 m. à Longegoutte ; elle n'est plus que de 12-15 m. dans la Haute Saône. Au voisinage de la faille d'Eloyes cette épaisseur semble s'accroître assez brusquement : 75-80 m. à l'Ormont et au Spiémont qui sont sur la lèvre supérieure ; 100 m. au moins au fort d'Arches et au Bois d'Arches situés un peu à l'Ouest. On peut en conclure que la surface sur laquelle s'est déposé le Grès, dans la partie méridionale du massif, devait être

plus élevée et inégale, et a dû par suite être recouverte surtout par les poudingues du conglomérat supérieur ; c'est sans doute pour cette raison que l'on y trouve assez souvent des débris du substratum granitique.

b) Le Grès bigarré ne se montre nulle part sur les points culminants de la région méridionale, et ne paraît pas dépasser le pied des grandes failles qui limitent l'île vosgienne. Les lambeaux des Grandes Hayes (678 m.), du Bambois de Remiremont (680 m.), du bois du Ray (698 m.), de la Voie du Ban (740 m.), du Mont de Vannes (709 m.), jalonnent le tracé de ces failles, et sont dominés de 150 à 200 m. par les plateaux de Grès vosgien qui bordent le Massif ¹.

Dans la dépression d'Écromagny, le Grès bigarré semble s'arrêter à la faille Ternuay-Fougerolles, à des altitudes qui ne dépassent pas 514 m., et, un peu au Nord, il est dominé par le Grès vosgien qui atteint 620-640 m. Sur le versant alsacien la dénivellation entre les deux grès peut atteindre 500 mètres.

D'autre part, le Grès bigarré est caractérisé par la rareté des quartzites et l'abondance de très petits galets de quartz blanc ; le contraste avec le Grès vosgien est si frappant que les paysans de la région de Dounoux le désignaient autrefois sous le nom de *terrain aux cailloux blancs*. Ce fait s'explique sans difficulté si l'on admet que le Grès bigarré s'est déposé au pied d'une falaise de Grès vosgien ; l'action des vagues a détruit les quartzites et n'a laissé subsister que les galets de quartz blanc ou noir. C'est un phénomène analogue à celui que j'ai signalé en Algérie ², où les cordons littoraux anciens et récents, sont souvent formés presque exclusivement de petits galets de quartz blanc (gravier à dragées), par suite de la destruction des quartzites de l'Atlas. L'abondance relative des paillettes de mica s'expliquerait également dans cette hypothèse par l'existence dans les falaises littorales formées par le Grès vosgien, de ravins remontant jusqu'au soubassement granitique.

c) Le recouvrement total des Vosges méridionales par le Jurassique est difficilement conciliable avec l'alignement au pied de la faille d'Alsace de couches redressées de ce terrain, avec les caractères que présentent sur le versant occidental les zones d'af-

1. Je n'ai pas mentionné le Bois de l'Encerf près de Docelles, son exploration ne m'ayant pas démontré l'existence du Grès bigarré. En ce qui concerne la Voie du Ban, je crois, contrairement aux indications de la Carte géologique, que le Grès bigarré ne s'élève pas au-dessus de 740, si même il atteint cette altitude.

2. Les anciennes lignes de Rivage du Sahel d'Alger. *Mém. S. G. F.*, (4), I, 1911. Mémoire n° 6.

fleurement de ce même terrain¹, avec l'intercalation de formations gréseuses renfermant souvent de petits galets de quartz (Infralias de Lorraine, Keuper alsacien), et enfin avec l'énorme dénudation que suppose la disparition totale de dépôts dont l'épaisseur a dû atteindre plusieurs centaines de mètres.

Quelle que soit la valeur de ces objections, il importe de remarquer que le rejet de l'hypothèse de ce recouvrement total n'autoriserait nullement à conclure que les Vosges ont eu un relief appréciable pendant la période qui s'est écoulée entre le Trias et la fin du Jurassique ; ce relief a dû nécessairement être très faible, et il ne serait même pas impossible que les Vosges aient constitué après le Grès bigarré un plateau sous-marin, à une profondeur peu considérable, incompatible avec le dépôt et la conservation de sédiments fins.

Pendant le Crétacé, les Vosges paraissent avoir formé une île avec la Forêt-Noire ; mais leur relief a dû être très faible. S'il avait été considérable, il aurait provoqué sur le versant occidental la formation de vallées plus ou moins profondes qui se seraient étendues jusqu'aux rivages de la mer Crétacée, et on retrouverait des débris de roches vosgiennes dans les dépôts marins de cette époque. On a, il est vrai, signalé un fait de cet ordre dans le Néocomien de la Haute-Marne², mais les recherches ultérieures n'ont pas confirmé cette interprétation qui paraît d'ailleurs avoir été abandonnée par l'auteur.

2° PÉRIODE TERTIAIRE JUSQU'À LA FIN DU PLIOCÈNE ANCIEN. — *Versant occidental*. — Dans le bassin de la Haute-Moselle, il n'existe aucune trace d'un transport que l'on puisse avec certitude rapporter à une période antérieure au Post-Pliocène. Il y a lieu toutefois de faire quelques réserves au sujet du *Diluvium granitique* qui couvre les points culminants couronnés par le Grès Vosgien, entre la Vologne et la Moselle ; son transport aurait pu commencer avant la fin du Pliocène ancien dans des conditions qui sont indiquées plus loin.

Versant alsacien. — Le fossé du Rhin dont les premiers linéaments sont probablement contemporains du Trias, s'est approfondi au début de l'Oligocène ; les puissants dépôts qui le remplissent sur près de 1 100 m., se sont accumulés à cette époque. Leur composition et surtout la distribution en profondeur des

1. DE LAPPARENT. Note sur l'histoire géologique des Vosges. *B. S. G. F.*, (3), XXV, p. 6, 1897, et observations de MUNIER-CHALMAS, p. 28.

2. CORNUEL. Mémoire sur les terrains de l'arrondissement de Vassy. *Mém. S. G. F.*, t. IV, 1844. — *B. S. G. F.*, (2), VIII, 1851 ; voir aussi (2), XIII. Réunion extraordinaire à Joinville, 1856.

éléments provenant du massif vosgien, sont connues grâce aux sondages exécutés dans la plaine du Rhin et à l'étude des conglomérats littoraux qui bordent le pied des Vosges; elles permettent d'affirmer que jusqu'à la fin du Tertiaire le relief des Vosges a dû demeurer très faible ¹.

Versant de la Saône. — L'étude de la cuvette bressanne dont l'évolution, pendant le Tertiaire, présente une grande ressemblance avec celle du fossé rhénan, conduit à une conclusion identique. Elle a été occupée à deux époques, au moins (Oligocène et Pliocène), par un grand lac dont la profondeur a dû dépasser 2-300 m.; la mer à deux reprises a pénétré jusqu'au voisinage de Lyon ². Les mouvements tectoniques qui ont déterminé ces changements ont dû nécessairement provoquer l'érosion régressive des terrains situés sur le pourtour de la cuvette, et par conséquent un creusement plus ou moins profond des vallées de la partie orientale du bassin. Il semble donc évident que si le relief de 150-200 m. que présentent actuellement les collines sous-vosgiennes au-dessus des collines jurassiques, avait existé pendant le Tertiaire, et surtout, pendant le Pliocène ancien, on devrait trouver dans les dépôts lacustres de la Bresse, surtout près des bords, des galets provenant des puissantes alluvions qui recouvraient ces collines, et tout au moins des quartzites; or, on n'en a jamais signalé, à ma connaissance du moins ³. La surélévation de ces collines est donc postérieure au Pliocène ancien, et il doit en être de même du relief du massif au Nord de la Moselle.

On voit, en résumé, que le relief relatif des Vosges est resté très faible, probablement jusqu'à la fin du Pliocène ancien, comme je l'admettais d'ailleurs dans ma note de 1897.

II. ÉVOLUTION PENDANT LE POST-PLIOCÈNE DU RELIEF DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE.

Avant d'aborder l'exposé de la série des phénomènes tectoniques qui se sont accomplis dans le bassin de la Haute-Moselle; il est nécessaire d'indiquer ceux qui ont eu lieu dans la zone des collines qui bordent le massif, parce que l'âge de ces derniers peut-être assez facilement fixé en se basant sur celui des nappes alluviales.

1. P. KESSLER. Die Tertiären Küstenconglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene. *Mittheil. der geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen* VII, 1911. — FÖRSTER. Ergebnisse der Untersuchungen von Bohrproben im Tertiär des Oberelsass. *Id.*, 1911.

2. DELAFOND et DEPÉRET. Les terrains tertiaires de la Bresse. Imprimerie Nationale 1893.

3. J'ai vu dans le Miocène de Pontailler quelques petits galets de quartzites; mais la coupe était très mauvaise et je crois prudent de ne pas tenir compte de cette observation.

Au pied des grandes failles qui limitent l'île vosgienne entre Laveline, Eloyes, le Thillot, et à 200 m. environ en dessous du bord de l'île, s'étend une bande de collines large de 15-16 kil., formée par des roches cristallines, recouvertes par le Trias inférieur (Grès vosgien et Grès bigarré); cette bande s'abaisse par une série de gradins jusqu'à la ceinture de collines constituées par le Trias moyen et supérieur et par le Jurassique, où elle se termine par une série de failles dont la lèvre supérieure domine les collines jurassiques de 150-200 m. La séparation entre les deux zones de collines est surtout très nette dans la région entre Xertigny et Lure, et dans celle d'Épinal.

Je vais signaler brièvement les faits les plus intéressants que l'on peut déduire de l'étude de ces collines, au point de vue de l'évolution du massif vosgien.

1°) VERSANT DE LA SAÔNE. — Toutes les vallées qui prennent naissance dans les collines sous-vosgiennes en amont d'Épinal (Coney, Lanterne, Ognon, Doubs) débouchent dans la cuvette bressanne et sont tributaires de la Saône; il est donc nécessaire de dire quelques mots des phénomènes dont cette cuvette a été le théâtre, pendant le Post-Pliocène.

Pendant presque toute cette période, la Bresse a été occupée par un lac, qui a succédé au lac du Pliocène ancien. La formation de ce lac est due au barrage de la vallée de la Saône, par les nappes alluviales successives du Rhône, dont plusieurs ont pu être surélevées par les dépôts glaciaires; ces nappes sont représentées dans les environs de Lyon par des terrasses dont les altitudes relatives sont de 18, 30, 60, 100 et 148 m., et qui correspondent aux lignes de Rivage de même altitude de la Méditerranée; les terrasses de 185 et de 215 m. peuvent être considérées comme correspondant à des lignes plus élevées, probablement à celles de 200 et de 265, comme je l'ai indiqué dans ma note de 1921¹. L'étiage à Lyon, près de la Mulatière, étant à la cote 158, 5 les altitudes successives du barrage du lac peuvent donc être représentées approximativement par les nombres 373, 343, 306 (niv. de 148 m.), 258 (niveau de 100 m.), 213 m. niveau de 60 m.); après ce niveau le lac a disparu, car la Saône est bordée par des terrasses continues de 30 et de 18 m., et d'ailleurs l'altitude relative du plateau bressan est inférieur à 60 m.²

1. Les anciennes nappes alluviales de la vallée du Rhône en aval de Lyon, *B.S. G. F.*, (4) XXI, 1921.

2. L'existence d'un lac bressan quaternaire dont l'altitude aurait atteint 275 et même 320 m., a été signalée pour la première fois par FALSAN et CHANTRE: Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne

Les altitudes de 373 et de 343 m. sont très probablement des maxima, car les lacs correspondants, et surtout le plus élevé, ont pu peut-être s'écouler dans une autre vallée que celle du Rhône, dans la Loire par exemple.

On ne doit pas perdre de vue en outre que l'abaissement du lac bressan, n'a pas eu lieu *nécessairement* par une série d'oscillations correspondant exactement à celles de la ligne de Rivage ; les abaissements ont dû, en général, être très inférieurs à l'amplitude des mouvements négatifs, pour des causes diverses, parmi lesquelles je citerai : la présence de rochers dans le lit négatif du Rhône ou de l'émissaire du lac, le déplacement du confluent de l'émissaire, et enfin la faible puissance d'érosion des eaux du lac puisqu'elles s'écoulaient sans vitesse.

Il est facile en partant de ces données de préciser le rôle joué par la cuvette bressanne pendant le Post-Pliocène, au point de vue de l'extension des apports vosgiens. J'examinerai d'abord la vallée du Doubs, où la succession des phénomènes est particulièrement nette ; cette vallée appartient, il est vrai, au Jura, mais elle communique avec les Vosges par la Savoureuse et la Luzine.

A. VALLÉE DU DOUBS. — Le Rhin comme je l'ai montré ¹, est passé par la vallée du Doubs à l'époque de la ligne de Rivage de 200 m. Le fond de la vallée est occupé par une nappe dont l'altitude atteint 20 m. environ et qui est formé de débris jurassiques, auxquels s'associent des débris vosgiens (quartzites du Grès vosgien, roches cristallines diverses parmi lesquelles des granites des Ballons assez fréquents). On y trouve aussi un certain nombre de galets siliceux provenant des alluvions du Sundgau ; ils sont souvent très gros (0 m. 35), tandis que les éléments vosgiens sont toujours petits, et on peut en conclure que les galets du Sundgau proviennent de dépôts plus anciens et plus élevés qui ont été ravinés par le Doubs.

Au-dessus de cette nappe de 20 m., et jusqu'à 140 m. environ au-dessus du Doubs, on trouve des amas de galets siliceux *presque exclusivement* d'origine rhénane, parmi lesquels dominent les Silex à radiolaires et surtout les gros quartzites verdâtres et noirâtres, à éclat gras, qui sont caractéristiques des alluvions du Sundgau.

du bassin du Rhône, II, p. 355 à 458. J'ai constaté la présence de couches inclinées à 30° dans une gravière ouverte à une cote voisine de 235 m. sur la route de Bourg à Neuville, près de la bifurcation de Condeyssiât, et au NE de Mervans, près du lieu dit *les Cailloux*, vers 210 m.

1. Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs et la Bresse. *C. R. Ac. Sc.*, 1903. — Voir aussi note de 1901 p. 338.

Ces amas appartiennent à deux niveaux distincts. L'inférieur assez continu s'élève à 55 m. environ au-dessus du Doubs, près de Dôle (forêt de Chaux) et à 75 m. près de Voujaucourt ; parmi les points les plus intéressants je citerai : le Fragillot près de Rozet (276 m.), Routelle (282 m.), Montferrand (290 m.), Est de Branne (326 m.), Isle-sur-le-Doubs (363 m.), hauteurs au Sud Ouest de Blussans (379 m.), Bois de Lieutenant (377 m.), forêt de Voujaucourt (383 m.) ; la partie supérieure sur 2-3 m. semble *formée surtout d'éléments vosgiens* plus petits, parmi lesquels les roches cristallines sont toujours rares, en raison de l'ancienneté du dépôt, et de la présence d'éléments limoneux qui contribuent à accélérer leur décomposition. Il y a des traces assez fréquentes d'une terrasse de 30-35 m. à la surface de laquelle les petits éléments vosgiens prédominent (Chatelot et Isle-sur-le-Doubs) ; elle représente évidemment une terrasse d'érosion créée par le Doubs, aux dépens des alluvions rhénanes.

Le niveau supérieur correspond au maximum d'altitude des alluvions : Côte des Buis (350 m. environ), bois du Charbonnier près Deluz (390 m.), Plenise (400 m.), Hyèvre-Paroisse (414 m.) ; les altitudes relatives de ces dépôts sont respectivement de 132, 137, 132 et 145 m. Plus en amont, les cailloutis du point 512 à l'Est de Boncourt (141 m. au-dessus de l'Allaine) marquent le sommet de la nappe que l'on peut suivre le long des pentes du Jura jusqu'à Bettlach (534 m.). La pente moyenne de cette nappe devait être de 0,08 entre Bettlach et le Fahy, de 0,16 entre le Fahy et Rozet.

Si l'on suppose cette nappe supérieure prolongée en aval de la Côte des Buis avec la pente de 0,16, qui est *certainement* trop forte pour cette section, on voit que son altitude au-dessus du confluent de l'Orain (35 kil.) serait de 300 m. au moins et que par conséquent la nappe passerait à plus de 60 m. au-dessus du plateau bressan ; à Louhans qui est le point le plus bas de ce plateau, elle serait encore à l'altitude de 200 m., soit 20 m. au dessus. Il semble dès lors évident que si les alluvions du Rhin s'étaient étendues avec de pareilles épaisseurs sur le plateau bressan, on en retrouverait des témoins, surtout près du confluent de l'Orain ; or il n'en existe aucune trace. Le plateau bressan s'abaisse avec une très grande régularité depuis l'Orain jusqu'à Louhans, où commence le relèvement de la cuvette vers le Sud ; la nappe de cailloutis qui le recouvre est très mince, les éléments d'origine rhénane n'y sont pas très abondants, et ils sont en outre beaucoup moins volumineux que dans la forêt de Chaux ; enfin, les seules terrasses d'érosion que l'on trouve au Sud du Doubs,

sont : la terrasse de la Chapelle-Saint-Sauveur qui est à 30 m. au-dessus de la rivière, et se trouve sur le plateau même, et celle de Pierre qui est à 18-20 m. et en marque le bord ; toutes deux se raccordent vers l'aval avec les terrasses de même altitude du Rhône, et sont par conséquent complètement indépendantes du passage du Rhin qui est beaucoup plus ancien. C'est seulement entre la Loue et l'Orain que l'on trouve des alluvions un peu plus élevées que le plateau bressan, mais elles ne dépassent pas 268 m. à Mouchard, 250 m. dans la forêt de Villers-Robert. La topographie de la cuvette bressanne est donc incompatible avec l'hypothèse de l'extension du Rhin par-dessus la cuvette.

Il faut en conclure que les alluvions du Rhin ont été arrêtées par un lac, dans lequel elles ont nécessairement créé un vaste delta. Ce delta ne devait pas s'étendre très en aval de Rozet, et comme les cailloutis de la Côte des Buis ne dépassent pas 350 m., on peut admettre que l'altitude du lac devait être très voisine de 340 m., et qu'elle correspondait à celle du lac bressan contemporain de la ligne de Rivage de 200 m.

En se basant sur les particularités que présente la composition des terrasses alluviales en aval de Voujaucourt, il semble que le Rhin ait cessé de passer par le Doubs, dès le début du creusement de la nappe de comblement qu'il avait créée ; ce creusement ayant été évidemment provoqué par l'abaissement du lac bressan, consécutif à celui de la ligne de Rivage de 200 m., l'écoulement du Rhin vers le Nord a dû commencer avec le mouvement négatif qui a précédé la ligne de Rivage de 148 m. ; c'est la conclusion à laquelle j'étais arrivé en 1903, en me basant exclusivement sur la succession des terrasses des environs de Bâle.

La série des phénomènes qui se sont succédé dans le Doubs, peut dès lors être facilement reconstituée. Au moment de l'arrivée des alluvions du Rhin dans la vallée du Doubs, celle-ci, qui datait de la formation du Jura, avait acquis à peu près sa profondeur actuelle, du moins en aval de Rozet, et était occupée par le lac bressan¹ ; les alluvions du Rhin l'ont comblée jusqu'en aval de Rozet, où leur épaisseur a dû atteindre plus de 100 m. Le mouvement négatif qui a abaissé la ligne de Rivage de 200 m., ayant mis fin au passage du Rhin, le Doubs a commencé à creuser le comblement du Rhin et à déblayer sa vallée ; mais ce déblaiement a été interrompu périodiquement par la for-

1. Dans ma note de 1903 j'avais admis que le Rhin avait creusé en partie la vallée du Doubs ; l'étude de la Bresse m'a conduit à abandonner cette opinion.

mation des lacs de 306, 258 et 218 m. qui ont arrêté les matériaux charriés par la rivière et les ont empêchés de recouvrir la cuvette bressanne. C'est à l'époque du lac de 258 m. que les eaux du Doubs ont *édifié* le vaste cône de déjection de la forêt de Chaux qui s'est avancé jusqu'à la rive gauche de la Loue; mais c'est seulement après le lac de 218 m., et par conséquent à l'époque de la ligne de Rivage de 30 m. que les alluvions du Doubs, avec éléments vosgiens et rhénans, ont franchi l'Orain et se sont répandues dans la cuvette bressanne. Après le niveau de 30 m., il y a eu dans la vallée du Doubs un creusement qui a probablement abaissé le lit un peu en dessous du niveau actuel près de l'embouchure; il a été suivi d'un remblai de 20 m. où dominent les éléments vosgiens.

En résumé, les lacs bressans ont suffi pour arrêter, au débouché du Doubs, les puissantes alluvions du Rhin et ensuite leur transport en aval de la Loue; on peut donc prévoir qu'ils ont dû jouer un rôle analogue vis-à-vis des alluvions des affluents de la Saône venant des Vosges, et en particulier de celles de la Moselle à l'époque où celle-ci s'écoulait dans la Saône. C'est ce que je vais démontrer.

B. VALLÉES VOSGIENNES TRIBUTAIRES DE LA SAÔNE, AU NORD DU DOUBS.

Les collines sous-vosgiennes qui bordent la rive gauche de la Moselle entre Eloyes et Château-Lambert, sont séparées du massif par le profond fossé de la Moselle et par la faille de l'Ognon; elles sont limitées du côté de la rivière par des pentes très rapides, escarpées, interrompues seulement par des ravins étroits, pour la plupart très courts, et dont quelques-uns ont leur origine dans des cirques. Le bord supérieur de ces pentes, dont l'altitude atteint 760-800 m., marque jusqu'à la Demoiselle la ligne de partage des bassins du Rhin et du Rhône; il est dominé de 100-200 m. par les hauteurs de la rive droite et domine la rivière de 250-400 m. Par un contraste remarquable et qui suffirait pour prouver l'origine tectonique du fossé de la Moselle, les vallées étroites qui prennent naissance de l'autre côté de la crête, et s'étendent jusqu'à la cuvette bressanne distante de 50 km., présentent immédiatement une très grande profondeur: comme exemple, je citerai la vallée du Breuchin, dont le fond au Sud du Mont de Fourche coté 719 est seulement à 460 m., soit 259 m. plus bas.

Les contreforts et plateaux qui séparent ces vallées s'abaissent vers le Sud-Ouest, jusqu'à 5-600 m.; en approchant d'une ligne brisée passant approximativement par Xertigny, Aillevillers, Fougerolles, Ternuay, mais contournant peut-être le massif triasique d'Ecromagny par Esboz jusqu'à l'Ognon, ils sont brusquement interrompus par des failles dont les mieux marquées sont celles de Xertigny et d'Aillevil-

lers. Ces failles avec celles de l'Ognon et de la Moselle marquent à peu près la limite de la bande des collines sous-vosgiennes ; elles sont accompagnées de failles secondaires dont le jeu a déterminé, sur toute la largeur de la zone, la formation de gradins d'altitudes généralement décroissantes vers l'extérieur.

Je crois utile de faire remarquer qu'en se plaçant au point de vue purement géologique, il serait rationnel de considérer comme ayant fait partie du massif central, avant la formation du fossé de la Moselle, le petit massif qui borde la crête entre Remiremont et Broche-La-Haye, et qui comprend les hauteurs du Corroy (721 m.), du Sapenois (766 m.), de la forêt d'Hérival (722-734 m.), de la Beuille (756 m.), de Girault-faihy (801-804 m.) et de Broche-la-Haye (815 m.) ; son altitude plus élevée et le fait que le Grès bigarré n'existe que sur son versant occidental, justifieraient cette manière de voir ; mais cette distinction n'a pas d'importance au point de vue de ce mémoire, et il n'y a pas lieu d'en tenir compte ici.

Immédiatement à l'Ouest des failles de Xertigny et d'Aillevillers et de la dépression Lure-Luxeuil, où commence la zone jurassique, l'altitude des collines s'abaisse de 150-200 m. (200 m. à Fougerolles, Aillevillers et Xertigny), et tombe à 350-400 m. ; elle se maintient à peu près dans ces limites jusqu'à la cuvette bressanne.

Les deux zones de collines ne se distinguent pas seulement par leur constitution géologique ; elles se différencient en outre complètement au point de vue de la distribution et de la composition des alluvions anciennes. Malheureusement, les recherches y sont très difficiles, en raison de la végétation et de l'absence ou de la rareté des coupes.

a) *Zone des collines sous-vosgiennes.* — On trouve dans toute l'étendue de cette zone des alluvions provenant des roches cristallines du massif vosgien, et composées de sable, galets et petits blocs le plus souvent remarquablement roulés.

Sur la crête de partage, entre Château-Lambert et Xertigny, au sommet des pentes rapides qui la limitent du côté de la Moselle jusqu'à la Demoiselle, les alluvions formaient autrefois sur un grand nombre de points des amas parfois considérables, dont beaucoup ont disparu depuis quarante ans.

Parmi les plus intéressants, je signalerai les suivants :

les tranchées de la route militaire à 2 km. au SW du col du Mont de Fourche, où les alluvions stratifiées horizontalement formaient vers la cote 665, un amas de 4-5 m. de hauteur sur 30-40 m. de longueur ; les galets et petits blocs roulés abondent à la cote 760 à l'Ouest du fort de Château-Lambert et dans le bois des Ravières ;

le Col du Mont de Fourche (624 m.), où il y avait autrefois sur le versant de la Moselle, un amas de galets et blocs roulés,

de 3 m. d'épaisseur, formé de couches stratifiées avec léger plongement vers la vallée ; elles s'arrêtaient brusquement au bord des pentes rapides, à 200 m. au-dessus de la rivière ;

le plateau au NW du fort de Rupt vers 785 m., et le col de Girmont vers 708 mètres ;

la Tête du Champ Carré vers 725 mètres ;

les cols de la Demoiselle et du Potey où les alluvions bordent le cirque de la Demoiselle, sur une distance de 2 600 m., à des altitudes comprises entre 525 et 565 m., et qui s'élèvent même à près de 600 m. au signal de Laino ;

le plateau entre Fallière et Bellefontaine (550-570 m.), où abondent les galets roulés, et où l'on voyait autrefois d'innombrables petits blocs roulés de granulite ;

les hauteurs à l'Est du Haut de Gérardfeing (588 m.) ;

enfin le seuil de Dounoux (428 m.), où les galets roulés granitiques forment une couche de 4-5 m. d'épaisseur sur une étendue de plusieurs centaines de mètres.

Sur tous ces points, sauf à Dounoux, j'ai vu des galets roulés de granite des Ballons.

Il semble que ces alluvions n'aient pas atteint les points culminants de la crête : je n'en ai pas trouvé de traces sur le plateau de grès coté 815,45 qui est à 1600 m. au NW du fort de Rupt, ni sur le sommet du Sapenois (766 m.).

Au Sud-Ouest de la crête, les alluvions ne sont pas distribuées d'une façon uniforme. Entre le Breuchin et l'Ognon, elles couvrent les plateaux de la vaste dépression qui s'étend entre les hauteurs du Mont de Fourche et Ecomagny, en s'abaissant par gradins depuis la cote 700 environ jusqu'à la cote 490 ; elles se terminent brusquement à la coupure Lure-Luxeuil ; leurs éléments proviennent des vallées de la Moselle et de l'Ognon, et sont en général très roulés ; les débris anguleux de toutes grosseurs qu'elles renferment ont une origine rapprochée.

Au Nord-Ouest de la dépression, les alluvions ne sont représentées sur le sommet des contreforts qui séparent les vallées du Breuchin, de la Combeauté, de la Semouse et de l'Augrogne, que par des galets roulés isolés ; ces galets disparaissent à une faible distance de la crête de partage des eaux, et ne se montrent plus que sur les pentes.

Sur le contrefort de la rive droite du Breuchin, le phénomène est particulièrement net ; les galets roulés, parmi lesquels j'ai vu quelques petits granites des Ballons, cessent vers 700 m., près des Peugueux, et plus au Sud, on ne voit que des débris de roches cristallines, anguleux et altérés, provenant d'affleurements

existant à la base des gradins. Sous le signal de la Corbière (640 m.), j'ai retrouvé les galets roulés vers 600 m. ; leur nombre augmente rapidement, et au Sud-Est du Val d'Ajol, vers 570 m., on trouve à 200 m. au-dessus de la Combeauté, une gravière de 2 m. d'épaisseur, formée de galets roulés de granite, gneiss, grès rouge et grès vosgien. Cette coupe est d'autant plus intéressante qu'à 6 km. en aval, il existe, près de Fougerolles, à l'Ouest de la faille-limite et à la cote 360 (50 m. au-dessus de la rivière), une petite gravière où l'on trouve presque exclusivement des galets et petits blocs roulés de grès bigarré et de grès Vosgien, auxquels s'associent quelques galets roulés ou simplement arrondis de gneiss et de granite, et de nombreux quartzites.

Sur le plateau de la Sentinelle (617 m.) au Nord du Val d'Ajol, les galets roulés semblent faire défaut : je n'y ai vu que des résidus de l'exploitation de blocs de quartz provenant du Grès rouge de la Vêche, qui faisaient probablement partie du Diluvium granitique ; mais un peu plus bas, sur le versant du Val d'Ajol, les galets roulés commencent à apparaître vers 580.

Au Nord de Plombières, je n'ai trouvé sur le Grès bigarré du bois du Houssot, vers 560 m., que des quartzites du Grès vosgien et quelques petits débris granitiques altérés, bien qu'au Nord, toute la région de Bellefontaine soit couverte de galets et de petits blocs roulés de roches cristallines entre 530 et 588.

Dans le fond des vallées sous-vosgiennes, les alluvions ne forment que des amas peu étendus (Faucogney) ; c'est la conséquence du peu de largeur de ces vallées et de la rapidité des thalwegs.

b) Zone des collines jurassiques. — Dans la vallée de l'Ognon, qui est la plus importante des trois vallées qui traversent ces collines, le fond de la vallée jusqu'à 30-35 m. est occupé par des alluvions à éléments surtout vosgiens (granites, roches du Carbonifère, Grès vosgien et bigarré) ; elles forment en aval de Lure des terrasses qui paraissent appartenir à deux niveaux, l'un de 20 m., l'autre de 30 m. environ ; ces terrasses correspondraient donc à celles de la cuvette bressanne et par conséquent à celles du Rhône.

Au-dessus de 30-35 m. et jusqu'à 70-80 m., les alluvions ne constituent que très exceptionnellement des amas d'une épaisseur appréciable ; les éléments sont en général disséminés à la surface du sol, et constitués presque exclusivement par des quartz et quartzites du Trias ; les roches cristallines y sont rares et le plus souvent altérées.

Plus haut, on ne trouve plus de traces d'alluvions venant des collines sous-vosgiennes, et les seuls témoins du creusement sont des galets calcaires et des chailles plus ou moins roulées. Le creusement des vallées jurassiques s'est donc effectué au début, en dehors de toute intervention des eaux des collines sous-vosgiennes.

Ces subdivisions se maintiennent jusqu'à la cuvette bressanne ; à Pontailler, sur la rive droite de la Saône, les quartzites se montrent seuls à la cote 244, qui est à 61 m. au-dessus de la rivière.

Dans la vallée de la Lanterne on constate les mêmes faits ; mais les terrasses sont moins nettes, en raison de la faible largeur de la vallée, sauf à Luxeuil, à Saint-Loup, et près du confluent ; sur la rive droite de la Semouse, à Aillevillers, il n'y a aucun galet granitique sur les hauteurs qui sont dominées de 200 m. par la lèvre supérieure de la grande faille, et au confluent de la Saône, je n'ai vu que des quartzites sur le plateau de Provenchère qui est à 70 m. au-dessus de la rivière.

Enfin, dans le bassin du Coney, à la Chapelle-aux-Bois, les quartzites se montrent seuls sur le plateau qui forme la lèvre inférieure de la faille, bien qu'il soit dominé de 180 m. et à faible distance, par des hauteurs couvertes de galets et petits blocs de roches cristallines.

On peut déduire des observations qui précèdent, les conclusions suivantes :

Les amas de galets et blocs roulés qui couvrent la crête de la rive gauche de la Moselle et les collines sous-vosgiennes, n'ont pu être transportés que par des eaux courantes : leur position sur cette crête, sur le bord même d'un plateau limité par des escarpements ou par des pentes très rapides, est *absolument inconciliable* avec l'hypothèse d'une intervention des glaciers. Comme ces alluvions dominent la Moselle de 240 à 300 m., il faut choisir entre deux solutions : dans la première, le lit de la Moselle aurait été plus élevé de cette quantité, dans la deuxième, la bande des collines sous-vosgiennes aurait été plus basse d'autant. La première solution conduirait nécessairement à admettre que le massif de la rive droite était à cette époque *au moins* aussi élevé qu'aujourd'hui ; or, le passage de la Moselle étant, comme on le verra dans un moment, contemporain de la ligne de Rivage de 200 m. ou de celle de 148 m., il semble qu'un relief aussi considérable des Vosges serait difficilement conciliable avec les considérations exposées plus haut ; la deuxième solution

apparaît donc comme la seule acceptable. On peut d'ailleurs la justifier en se basant sur les faits ci-après.

Les alluvions qui couvrent le sommet des contreforts au Nord de la dépression d'Ecromagny, n'ont pu y arriver qu'à une époque où les vallées qui séparent ces contreforts étaient encore à peine creusées en amont de la faille-limite ; à leur extrémité aval, elles dominent actuellement de 200 à 250 m., et à très faible distance, les collines jurassiques ; il semble évident que, dans ces conditions, elles auraient dû s'étendre sur ces collines, du moins sur les points où aucune dépression transversale ne séparait les deux zones de collines, notamment au Nord d'Aillevillers, et au Sud de Fougerolles ; or, on n'en trouve aucunes traces.

Sur la rive gauche de la Combeauté, l'existence au Sud du Val d'Ajol, à 200 m. au-dessus de la rivière, d'une terrasse à éléments granitiques bien conservés, est également difficile à expliquer en dehors de la deuxième solution, puisque cette terrasse domine de près de 200 m. les collines jurassiques qui commencent près de Fougerolles.

Les alluvions qui couvrent toute la dépression d'Ecromagny, s'arrêtent à une cote voisine de 480 ; or, elles se sont séparées des collines jurassiques, dont l'altitude moyenne est inférieure de plus de 100 m., que par la coupure Lure-Luxeuil ; si cette coupure n'existait pas à l'époque de leur transport, il semble qu'elles auraient dû recouvrir les collines jurassiques, et dans le cas contraire, elles auraient formé de puissantes accumulations dans le fond de la coupure.

Enfin, on remarquera que les collines sous-vosgiennes forment depuis la vallée de la Moselle jusqu'à la ceinture jurassique, une série de gradins d'altitudes décroissantes sur lesquels les alluvions sont actuellement étagées (dépression d'Ecromagny, contreforts de la rive droite et de la rive gauche de la Combeauté, etc.) ; cette disposition en gradins est évidemment postérieure au transport des alluvions, et ne peut s'expliquer que par le soulèvement des collines.

On est donc conduit à admettre, que le relief des collines sous-vosgiennes au-dessus des collines jurassiques, qui était nul ou à peu près, pendant le Tertiaire, ne s'est pas modifié jusqu'à la fin du passage de la Moselle ; la surface des collines sous-vosgiennes, près de la zone de contact, devait se trouver à la même altitude que celle des collines jurassiques ; elle se relevait avec une pente très faible vers le massif central ; près de Remiremont, son altitude, comme on le verra plus loin, ne devait pas dépasser 450 mètres.

Il reste maintenant à fixer la date de ce passage de la Moselle vers la Saône. Cette date peut être déterminée avec une précision suffisante en se basant sur les deux observations ci-après :

Dans la vallée de la Moselle, la nappe de 59 m. remonte jusqu'à Noir Gueux, et on verra plus loin qu'il existe des preuves que la Moselle suivait déjà sa direction actuelle à l'époque de la nappe de 100 m. ; il est donc certain que le passage vers la Saône est antérieur à la ligne de Rivage de 100 m.

D'autre part, on a vu que dans la zone des collines jurassiques les alluvions sont représentées entre 30 et 70 m. par des galets isolés de quartz et de quartzites, les galets de roches cristallines sont rares et souvent décomposés ; plus haut, il n'existe aucunes traces d'alluvions d'origine vosgienne, plus bas, le fond est occupé entre 0 et 30 m. par des dépôts appartenant aux nappes alluviales de 20 et de 30 m. Dans la zone des collines sous-vosgiennes au contraire, les alluvions granitiques à éléments très frais, se montrent depuis le fond de la vallée jusqu'au sommet des contreforts.

Ces contrastes ne peuvent s'expliquer je crois, qu'en admettant que les alluvions de la bande sous-vosgienne ont été arrêtées par un lac bressan à l'entrée des vallées jurassiques, comme celles du Rhin l'ont été au débouché de la vallée du Doubs ; mais il est évident que cette intervention n'a pu être efficace qu'à une époque où ce lac pénétrait au moins jusqu'à la faille qui sépare les deux zones de collines. Or, étant donnée la topographie de la cuvette bressanne, cette pénétration n'a pu avoir lieu qu'à une époque antérieure au lac de 258 m., conclusion qui concorde avec celle déduite des terrasses de la Moselle. Il en a été tout autrement, à l'époque des lacs 306 (niveau de 148 m.), et de 340 m. (niveau de 200 m.). Le thalweg de l'Ognon à Lure est, en effet, à 296 m., celui du Breuchin à Luxeuil est à 282 m., et celui de la Semouse à Aillevillers est à 270. Le passage de la Moselle doit donc être contemporain de l'un de ces lacs, et peut-être des deux.

La fig. 12 qui représente un profil transversal schématique des deux zones de collines entre Velleux et Remiremont, passant par les thalwegs *a, b* de la Saône, *b, c* de la Lanterne, de la Combeauté et de la Semouse, *c, d* de l'Augrogne, met en évidence leurs rapports réciproques au point de vue topographique, et permet de se rendre compte du rôle joué par le lac bressan.

Le profil actuel est indiqué par le trait plein ABCDEMH ;

la Moselle est en M, à la cote 380, bordée sur sa rive droite par le massif de Fossard; les principales failles sont désignées par la lettre *f*. Le tracé en pointillé D. e. m, correspond au profil des collines sous-vosgiennes avant leur soulèvement; leur bord au pied du massif vosgien était en m, à la cote 450 environ, et le lit de la Moselle était plus bas, d'une vingtaine de mètres; le sommet de Fossard ne dépassait pas la cote 500.

Pendant le Tertiaire, le relief relatif des Vosges étant très faible, le creusement des vallées jurassiques a dû s'effectuer presque entièrement par érosion régressive, à partir de la cuvette bressanne; cette érosion n'ayant atteint que beaucoup plus tard les collines sous-vosgiennes, il en est résulté que les témoins de ce creusement sont représentés exclusivement, jusqu'à une certaine profondeur, par des galets calcaires et des chailles. C'est seulement lorsque l'érosion a dépassé la faille d'Aillevillers, qu'il y a eu transport de galets de quartz et de quartzites, auxquels s'associaient quelques débris de roches cristallines, qui, en raison de leur altérabilité, ont depuis disparu pour la plupart. On peut admettre que vers la fin de cette période de creusement, le profil longitudinal du lit d'érosion entre la cuvette bressanne et le bord supérieur des collines sous-vosgiennes était approximativement représenté par la ligne *B, i, n*.

Cette situation a duré jusqu'au moment où à la suite d'un mouvement tectonique, les alluvions du massif central ont commencé à pénétrer dans la zone des collines sous-vosgiennes; mais à cette époque, le lac bressan de 340 m., représenté par la ligne *l, l*, ou peut-être un lac plus élevé, les ont arrêtées, et elles ont formé dans la région d'Aillevillers, un delta qui s'étendait vers l'aval.

Après le soulèvement des collines sous-vosgiennes, qui a eu lieu, comme on le verra, après la ligne de Rivage de 204 m., et, en tout cas, avant celle de 400 m., il n'y a plus eu d'apports directs de la Moselle; mais les eaux du lac de la Haute-Moselle, qui se sont déversées successivement par la dépression d'Ecromagny, puis par la Demoiselle, ont transporté vers la Bresse une partie des alluvions apportées précédemment par la Moselle; toutefois leurs apports n'ont pu atteindre l'entrée de la cuvette bressanne qu'après la disparition du lac de 258 m.

Des phénomènes semblables se sont produits dans les vallées de la Lanterne et de l'Ognon. Dans cette dernière, il est probable qu'à l'époque du passage de la Moselle par la dépression d'Ecromagny, la coupure Lure-Luxeuil existait déjà, et que la

vallée entre Lure et Melisey présentait une largeur notable ; le delta formé dans le lac 340, a dû par suite acquérir un grand développement.

Une autre conséquence du soulèvement des collines sous-vosgiennes mérite d'être signalée. Ce soulèvement qui a eu lieu en gradins d'altitudes croissantes de la périphérie vers le massif central, a provoqué en amont des failles la formation de ressauts rocheux, dont le creusement ultérieur a eu pour résultat l'établissement d'un lit à peu près continu, mais très rapide, et en outre l'accumulation en aval des mêmes failles de puissants amas de terrain de transport. Dans la vallée de l'Ognon, où le phénomène est particulièrement net, la pente actuelle du lit dans la zone sous-vosgienne s'élève à 10 % entre la source et le Haut du Them, à 1,2 % entre ce village et Ternuay, et s'abaisse à 0,6 entre Ternuay et Melisey, à 0,4 entre Melisey et Lure. Les matériaux provenant du creusement de la vallée, ont dû par suite s'accumuler en aval de Ternuay, et recouvrir les alluvions qui s'étaient déposées dans le lac 340 avant le soulèvement ; l'épaisseur de ces apports a pu atteindre une trentaine de mètres près des Granges brûlées. Pendant le creusement général qui a suivi l'abaissement du lac bressan et surtout à l'époque des nappes de 31 et de 19 m., l'érosion a déblayé les parties étroites de la vallée en amont, mais elle a respecté sur la rive gauche, vis-à-vis de Saint-Germain, les alluvions que protégeait la saillie rocheuse de Saint-Barthélemy. La superposition près de Lure d'alluvions de deux époques différentes, explique probablement l'altération fréquente de celles qui se trouvent à la base.

2° COLLINES SOUS-VOSGIENNES ENTRE BRUYÈRES, ÉPINAL ET REMIREMONT.

La bande de collines qui bordent les deux rives de la Vologne entre Bruyères et Épinal, et la rive gauche de la Moselle entre Épinal et Remiremont, est nettement séparée du massif vosgien par des failles qui ont entraîné une dénivellation de leur bord supérieur de 140 à 180 m. : 140 m. aux Grandes Hayes, 177 m. au Bois de la Feigne. Dans la région à l'Est d'Épinal, elles sont séparées des collines jurassiques par des failles et par une dénivellation de plus de 200 m. Au Sud-Ouest d'Épinal la séparation est moins nette, en raison de la multiplicité des failles, et elle ne pourra être précisée qu'avec des cartes à grande échelle. Le fait à retenir, c'est qu'il n'existe sur les sommets des collines

jurassiques au Nord d'Épinal, notamment à la côte Virine (467 m.), aucunes traces d'alluvions vosgiennes ; les plus élevées apparaissent à des altitudes au-dessus de la Moselle qui ne dépassent pas 100 m., et appartiennent à la nappe de ce niveau.

Sur les collines sous-vosgiennes, au contraire, on trouve des alluvions à éléments granitiques à 260 m. au-dessus de la Moselle au bois de la Feigne, à 100 m. au fort d'Arches, à 130 m. au bois du Chenat, et d'après Hogard, des alluvions à galets de quartzites, existent sur les plateaux de Grès bigarré au Sud-Ouest d'Épinal, à 140 m. au-dessus de la rivière.

J'ajouterai que ces collines se rattachent nettement au point de vue topographique, à celles en amont de Remiremont, que leur relief actuel date nécessairement de la même époque, et qu'il est par conséquent postérieur au passage de la Moselle vers la Saône.

3° DÉTERMINATION DU RELIEF DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES, ENTRE BRUYÈRES ET LE THILLOT, A L'ÉPOQUE DU PASSAGE DE LA MOSELLE VERS LA SAÔNE.

En partant des données qui précèdent, on peut déterminer ce relief avec une approximation suffisante.

Le relief de ces collines au-dessus des collines jurassiques devait être très faible, comme on l'a vu plus haut ; et comme d'autre part, l'altitude de ces dernières est comprise approximativement entre 360 et 420 m., on peut en conclure que l'altitude du bord inférieur des collines sous-vosgiennes se tenait dans les mêmes limites.

L'altitude de leur bord supérieur peut être déduite des deux observations suivantes :

a) Le bord inférieur domine actuellement de 150-200 m. les collines jurassiques : à l'Est d'Épinal, le Grès vosgien du bois de Girecourt (583 m.) est à 200 m. au-dessus du Grès bigarré d'Aydoiles et de Grandvillers ; à Xertigny, le Grès bigarré du signal (596 m.) se dresse à 180 m. au-dessus de celui de la Chapelle-aux-Bois ; à Aillevillers, la différence de niveau est de 200 m. ; à l'Est de Fougerolles, elle dépasse 156 m.

b) Le bord supérieur est marqué par des affleurements de Grès bigarré dont l'altitude se maintient dans des limites très étroites, sur une distance de 41 km. (page 409). Le relief de ce bord au-dessus des collines jurassiques oscille entre 280 et 320 m., et par conséquent est notablement plus grand que celui du bord inférieur au-dessus de ces dernières. Je laisse de côté

la dépression d'Écromagny, où les limites des collines sous-vosgiennes ne peuvent être précisées, en raison des dislocations du terrain et des dénudations qu'il a subies.

Si maintenant on examine la région entre Aillevillers et le Bambois, où le profil transversal de la bande de collines sous-vosgiennes n'est pas compliqué par des accidents locaux et est remarquablement continu, on voit immédiatement que si le soulèvement de ces collines avait eu la même amplitude au Bambois et à Aillevillers, c'est-à-dire 200 m., l'altitude du Bambois avant le soulèvement aurait dû être de 480 m. environ. Or, il semble évident qu'elle a dû être un peu inférieure, d'abord parce que le soulèvement s'est effectué en gradins d'altitudes croissantes vers l'intérieur du massif (plateaux de la Sentinelle, de Laino, des Bossons, du Bambois), ensuite parce que les alluvions de la Moselle, qui recouvrent les collines, indiquent que leur surface devait, avant le soulèvement, présenter une pente vers le Sud-Ouest d'au moins 0,25, correspondant à une différence de niveau de 30 à 40 m. entre la région de Laino et celle d'Aillevillers.

On peut donc considérer comme très probable que l'altitude du sommet du Bambois, où je n'ai vu aucun galet roulé, était supérieure à 400, mais inférieure à 480, et devait être très voisine de 450. C'était également l'altitude du bord des collines sous-vosgiennes près de Remiremont, et celle de la Moselle près de cette ville devait être nécessairement un peu plus faible. J'admettrai, comme conséquence, et en raison de la faible différence d'altitude que présente le bord supérieur des collines entre les Grandes Hayes et le bois du Ray, que ce bord était compris entre 440 et 450 m. aux Grandes Hayes, tandis qu'au bois du Ray il se rapprochait de 460 m.

Dans la dépression d'Écromagny, l'altitude du bord entre Château-Lambert et le Mont de Fourche, peut être déduite de la distance qui existe entre la crête et les plateaux de grès d'Écromagny ; cette distance étant de 20 km., si l'on attribue à la rivière une pente de 0,5 qui est celle de la Moselle actuelle près du Thillot, la différence de niveau entre les deux extrémités devait être d'une centaine de mètres, ce qui donne 570 environ pour le bord des collines sous-vosgiennes.

J'ajouterai que la présence de nombreux débris roulés signalés à Champ Carré, au Corroy, au Sapenois, dans la forêt d'Hérival, conduit à admettre que l'ensemble de ce massif, qui d'ailleurs ne se rattache que topographiquement aux collines sous-vosgiennes, devait être de 250 à 300 m. plus bas qu'aujourd'hui.

III. PHASES SUCCESSIVES DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES VOSGES AU SUD DE LA VOLOGNE, PENDANT LE POST-PLIOCÈNE.

En se basant sur l'ensemble des observations qui précèdent, il semble possible de reconstituer dans ses grandes lignes la série des phénomènes qui se sont succédé dans la partie *méridionale* du massif. Je n'ai pas la prétention de présenter une solution définitive des problèmes compliqués que soulève l'évolution du relief vosgien ; celle que j'ai adoptée et qui reproduit en partie, mais avec plus de précision la solution indiquée dans ma note de 1897, est nécessairement hypothétique ; mais comme elle s'appuie sur des observations concordantes, elle peut être considérée comme une première approximation destinée à servir de base pour des recherches ultérieures. Pour en faciliter l'exposé et la discussion, j'ai supposé que l'évolution du relief s'était faite pendant une série de phases distinctes ; mais il doit être entendu que ces phases sont purement conventionnelles, et que la succession des phénomènes a été continue. Je crois également devoir rappeler qu'à partir du commencement de la période des lignes de Rivage⁸, le bassin de la Saône et le plateau lorrain n'ont plus été affectés par des mouvements propres, et sont restés relativement fixes ; on peut donc utiliser les altitudes de ces régions pour préciser l'évolution du relief dans les massifs qu'elles entourent ; mais on ne doit pas perdre de vue que ces altitudes qui sont rapportées au niveau de base actuel, n'indiquent pas le relief des points cités au-dessus de la mer contemporaine de la phase correspondante.

État du relief à la fin du Pliocène ancien.

A la fin du Pliocène ancien, le relief des Vosges au Sud de la Vologne était encore très faible. L'intérieur du massif était formé par un vaste plateau de Grès vosgien à peu près continu, présentant probablement une pente légère du SE vers le NW ; il correspondait au gradin inférieur défini dans la 5^{me} partie, et se terminait au-dessus des collines sous-vosgiennes par une falaise datant de l'époque du Grès bigarré, et dont la hauteur ne dépassait pas 30-40 m. au Nord d'Eloyes. Aucune grande vallée ne découpait la surface du plateau ; les eaux s'écoulaient vers la Lorraine et vers la Bresse dans des sillons très peu profonds ; sur le versant bressan leurs apports étaient arrêtés par un grand lac.

PREMIÈRE PHASE. — PREMIER SOULÈVEMENT DU MASSIF ; FORMATION DU DILUVIUM GRANITIQUE.

Dès le début du Post-Pliocène, peut-être même un peu avant la fin du Pliocène ancien, a eu lieu un soulèvement qui a donné

au massif la structure en gradins qui le caractérise, et porté à 700 m. environ l'altitude de la région voisine de la crête actuelle à l'Est du Haut-du-Roc; ce soulèvement ne paraît avoir affecté ni les collines sous-vosgiennes, ni la bande occupée actuellement par le gradin inférieur au NW de la ligne Chèvre Roche-Granges.

Cette hypothèse s'appuie sur les considérations suivantes :

a) Comme je l'ai avancé en 1897 et comme le démontrera nettement le Catalogue des Erratiques, il est impossible d'attribuer aux glaciers la formation du *Diluvium granitique* :

les éléments de ce Diluvium sont en général anguleux, et le plus souvent très altérés¹ ;

ils ne proviennent pas de la crête des Vosges, et ont pour la plupart une origine très rapprochée (granites à amphibole du Haut-du-Roc, gneiss du Spiémont et de la Tête de Charmotte, Serpentes de la Mousse) ;

entre la Moselle et la Vologne, ils se montrent sur la plupart des sommets couronnés par le Grès vosgien, dont l'épaisseur est en général très faible; ils semblent faire défaut au Nord de la Vologne, au Nayemont notamment, qui est cependant très près de la crête, mais où le Grès a une épaisseur de 60 à 70 m. Leur fréquence est d'ailleurs très variable : ils sont nombreux au Haut-du-Roc et au Spiémont, très rares à l'Ormont et sur le sommet de Longegoutte et de Fossard, et paraissent manquer à la Tête de Neuve-Roche et à la Violle ;

ils manquent complètement sur la lèvre inférieure de la faille d'Eloyes, plus basse de 100-150 m. que la lèvre supérieure (Ormont, Spiémont); je n'en ai pas trouvé sur le piton de la Colonne Laleu au Nord du Spiémont (763 m.), sur le Bois de l'Encerf (644 m.), sur le Gros Viramont (630 m.), sur les Grandes Hayes (678 m.). Sur la rive gauche de la Moselle, ceux que l'on trouve sur les points les plus élevés (Sentinelle, Sapenois, le Corroy) proviennent de gisements peu éloignés (Massif de Longegoutte, la Beuille).

b) Les débris roulés font défaut sur le Grès vosgien des points culminants entre la Moselle et la Vologne, sauf peut-être sur la Tête de Charmotte, et ils n'apparaissent qu'à un niveau plus bas sur le substratum granitique mis à nu par la dénudation, ou sur des lambeaux de Grès, affaîsés par faille. Sur la rive gauche de

1. Au Haut-du-Roc, la surface des blocs de granite à amphibole qui couvrent le plateau est très altérée : les cristaux de plagioclase verdâtre y sont devenus d'un rouge vif par altération, et c'est à tort que l'on a émis l'opinion que ces blocs étaient très frais.

la Moselle, ils se montrent, sur un grand nombre de points, à la même altitude que les éléments du Diluvium, mais tandis que l'origine de ces derniers est très rapprochée, beaucoup de débris roulés proviennent des parties les plus éloignées du bassin, les granites des Ballons notamment.

c) Ces faits sont en opposition absolue avec l'hypothèse du transport des éléments du Diluvium par les glaciers, et ils ne peuvent s'expliquer que par l'intervention des eaux courantes, à une époque antérieure à la disparition du Grès vosgien de la plupart des plateaux qu'il recouvrait, et à la formation des vallées qui en interrompent actuellement la continuité. Il faut en conclure qu'à l'époque de ce transport, le Grès au lieu de former un plateau unique à peu près continu devait déjà constituer, comme aujourd'hui, trois gradins *au moins*, d'altitudes croissantes vers le Sud Est, et bordés de falaises suffisamment hautes pour laisser apparaître sur une partie de leur hauteur le soubassement granitique. Il est logique, en outre, d'admettre que les trois gradins actuels existaient déjà à cette époque et que leurs altitudes relatives étaient sensiblement les mêmes qu'aujourd'hui.

En partant de ces données, il semble possible d'expliquer la formation du Diluvium. Si l'on suppose que le bord des collines sous-vosgiennes était à 450 m. près d'Eloyes et le bord du premier gradin à 500 m., celui du deuxième devait, après le soulèvement, atteindre 600 m. environ entre Longegoutte et Liézey, et celui du troisième, 700 m. près du Haut-du-Roc. A l'Est et au NE du Haut-du-Roc, le terrain se relevait plus ou moins rapidement, d'une cinquantaine de mètres environ, jusqu'au voisinage de la Crête actuelle, où il s'affaissait vers le fossé rhénan ; aucune vallée n'existait au début dans l'intérieur du massif soulevé.

Si l'on remarque maintenant que le granite, surtout au contact du Grès vosgien est très souvent transformé sur plusieurs mètres en une arène grossière, enveloppant de nombreux blocs plus ou moins arrondis, il semblera évident que dès le début du soulèvement, les eaux pluviales ont dû rapidement entraîner l'arène et provoquer la chute des blocs qui se sont étendus sur les gradins situés plus bas, à des distances plus ou moins grandes en rapport avec la hauteur de chute et la topographie du terrain. L'étude de détail des erratiques dispersés sur les divers points culminants, et l'examen du terrain qui les sépare des massifs dont ils proviennent, montrent que l'hypothèse explique sans difficulté, le transport de tous les blocs, et en outre les différences que présentent la composition et le développement du Diluvium sur des sommets très voisins.

Il est important de noter que pendant cette première phase, les grandes vallées dont l'origine est tectonique, ont commencé à se dessiner, surtout dans l'intérieur du massif, à l'Est de la ligne Eloyes-le Thillot; il en est résulté qu'au bout d'un temps plus ou moins long, les eaux ont cessé de circuler sur les surfaces irrégulières des gradins, et que les matériaux qu'elles transportaient sont descendus à des niveaux de plus en plus bas. La formation du *Diluvium granitique* a alors pris fin et celle des *Alluvions erratiques* à éléments roulés a commencé. Ces alluvions n'ont pas dû toutefois s'étendre bien au-delà des limites du massif vosgien; sur le versant lorrain, elles ont été arrêtées par la pente générale qui était très faible; sur le versant de la haute Saône, elles l'ont été par le lac bressan.

En ce qui concerne ce dernier versant, on remarquera que le fossé de la Moselle devait, à cette époque, être à peine marqué, les collines sous-vosgiennes étant restées à peu près immobiles, et il est probable par conséquent que les eaux du massif situé à l'Est du futur fossé de la Moselle, c'est-à-dire de la ligne Eloyes-le Thillot, devaient se diriger vers le bassin de la Saône.

DEUXIÈME PHASE. — CONTINUATION DU SOULÈVEMENT. ÉCOULEMENT DE LA MOSELLE ET DE LA VOLOGNE VERS LA BRESSE, JUSQU'À LA FIN DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 204 M. PASSAGE DU RHIN PAR LE DOUBS.

La deuxième phase qui a commencé probablement avec la ligne de Rivage de 204 m. mais peut-être avec celle de 265 m., n'a été en réalité que la continuation de la précédente. Si je les ai séparées, c'est uniquement, comme je l'ai dit plus haut, pour faciliter l'exposé des faits et mettre en évidence l'ancienneté relative du *Diluvium granitique*. Toutefois, comme il est impossible, dans l'état actuel de nos connaissances, de décider si les deux soulèvements ont été ou non continus, j'admettrai *provisoirement* qu'ils ont été indépendants et successifs.

Le nouveau soulèvement a affecté tout le massif entre la haute Vologne et la Moselle, mais les collines sous-vosgiennes sont demeurées immobiles; son amplitude ne paraît pas avoir dépassé 100-150 m., et l'altitude du massif a dû rester inférieure de 200 m. environ à celle qu'elle atteint aujourd'hui. On ne doit pas perdre de vue, en effet, que c'est seulement après cette phase qu'a eu lieu le soulèvement d'ensemble des collines sous-vosgiennes, et il semble difficile de supposer que ce soulèvement qui a été de 200 m., n'a pas provoqué un déplacement équivalent du massif qu'elles entouraient. J'admettrai donc que le premier

gradin s'est élevé à 600 m. environ, le deuxième à 700 m. et le troisième à 800 m. ; les altitudes des hauteurs à l'Est du Haut-du-Roc ont peut-être dépassé 900 m.

Dans l'intérieur du massif soulevé, les grandes vallées à fond plat ont continué à s'approfondir ; pendant que les bandes qu'elles séparaient se soulevaient, les voussoirs, tels que V (fig. 11), qui correspondent au fond de ces vallées, restaient à peu près immobiles ou ne s'affaissaient que de quantités très faibles ; en même temps, des gradins séparés par des failles secondaires *f*, s'étagaient sur leurs deux versants. On notera que le fond des vallées a dû conserver une altitude un peu supérieure à l'altitude actuelle, puisque le débouché de la Moselotte, près de Remiremont était alors barré par les collines sous-vosgiennes, plus élevées de 70-80 m. que le lit actuel.

Sur la lisière Sud-Ouest du massif vosgien, les phénomènes ont été plus complexes. Dans la région du Thillot, où les hauteurs de la rive droite atteignaient 700 m. environ, le voussoir qui occupait l'emplacement de la future Moselle était peut-être un peu plus élevé au début que le bord supérieur des collines sous-vosgiennes, dont l'altitude atteignait 570 m, environ ; les eaux du massif devaient par suite s'écouler vers la cuvette bressanne, comme pendant la phase précédente, par des ravins perpendiculaires à la direction de la crête de la rive gauche. Dès que l'affaissement du voussoir a déterminé la formation d'un fossé plus ou moins continu, les eaux s'y sont rassemblées, en continuant toutefois à se déverser vers la Saône par les dépressions qui se trouvaient à leur niveau. Les altitudes de ces dépressions devant, comme celles de la crête, décroître du Sud au Nord, la Moselle, sous l'influence des mouvements tectoniques et des captures, est passée successivement entre Château-Lambert et Broche-la-Haye, puis par le col de Girmont, par les hauteurs de la Demoiselle, et enfin, par celles de la rive gauche jusqu'à Archés. C'est pendant cette descente progressive vers le Nord, que la Moselle a déposé sur sa rive droite, les galets roulés de granite des Ballons, et de Carbonifère, que j'ai signalés dans les Sablons de Remenvillers et de Rupt, aux Gougeaux près d'Eloyes et à Mossoux, à des altitudes au-dessus du thalweg actuel qui atteignent au moins 80 m.

La formation du fossé de la Moselle a entraîné l'isolement des massifs du Corroy, du Sapenois et de la forêt d'Hérival, qui étaient autrefois soudés aux massifs de la rive droite.

Il est probable que les eaux du bassin de la Vologne, en aval de Bruyères, se sont écoulées pendant un certain temps vers la

Saône par Dounoux, le défilé de Dinozé et la cuvette d'Arches n'existant pas encore à cette époque¹, et il est possible que la Moselle, vers la fin de cette phase ait également passé par Dounoux ; toutefois, comme je n'ai trouvé à Dounoux aucun galet de granite des Ballons, je crois prudent de réserver la question.

En terminant, je rappellerai que c'est pendant cette phase que le Rhin passait par la vallée du Doubs.

**TROISIÈME PHASE. — ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 204 M.
SURRECTION DÉFINITIVE DU MASSIF ET DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES.
PÉRIODE DES LIGNES DE RIVAGE DE 148 ET DE 103 M. LAC DE LA
HAUTE-MOSELLE.**

Le mouvement négatif qui a abaissé de 90 mètres environ, la ligne de Rivage de 204 m., a eu sa répercussion dans la dépression rhénane, où à la suite probablement d'un affaissement du fond, le Rhin a cessé de passer par la vallée du Doubs et a pris la direction du Nord. On peut donc considérer comme vraisemblable, que c'est ce même mouvement qui a provoqué le soulèvement de 200 m. environ, à la suite duquel les Vosges méridionales et les collines sous-vosgiennes qui les bordent ont acquis leur relief actuel. Les seuls changements survenus depuis, en dehors de ceux attribuables à l'érosion, ont été des effondrements de faible amplitude localisés dans le fond des grandes vallées. Il importe toutefois de ne pas perdre de vue que les deux phénomènes sont indépendants l'un de l'autre, et que par conséquent le soulèvement du massif vosgien a pu se produire à une époque plus récente, et notamment à la fin de la ligne de Rivage de 148 m. A l'appui de cette manière de voir, on peut faire remarquer que les deltas du lac de la Haute-Moselle qui s'est formé, comme on le verra, à la suite du soulèvement des collines sous-vosgiennes, sont composés d'éléments frais ou très peu altérés. Mais comme cette preuve ne semble pas décisive, je crois préférable d'admettre *provisoirement* la première solution.

A la fin du soulèvement, la topographie de la région considérée, était à peu près la suivante.

Dans *l'intérieur du massif* les vallées n'avaient pas encore acquis leur profondeur actuelle ; le lit rocheux était, comme dans la phase précédente, un peu plus élevé qu'aujourd'hui ; son profil longitudinal était à peu près celui indiqué page 393,

1. Il ne serait pas impossible que les eaux de la Vologne aient coulé, pendant un certain temps, vers Épinal par la tranchée de Docelles ; mais les faits que j'ai observés ne m'ont pas paru suffisamment concluants.

et son altitude était *approximativement* de 420 m. à Remiremont, de 490 m. au Thillot, de 450 m. à Thiéfosse.

Les collines *sous-vosgiennes* se sont soulevées en gradins. Les phénomènes qui se sont produits dans les vallées tributaires de la Saône ont été exposés plus haut.

Dans le bassin de la Haute-Moselle, entre Remiremont et Laveline, le bord supérieur de ces collines qui était à 450 m. environ près d'Eloyes, s'est élevé sur presque toute son étendue, à plus de 600 m. (fig. 13 et 14); il a atteint sur la rive gauche 686 m. au Bambois, 592 m. au Bois de Montiroche, 630 m. au bois de Brugnières, 632 m. au bois de la Feigne, 573 m. au bois de Tacau-mont *b*, et sur la rive droite 628 m. au bois du Four *c*, 678 m. aux Grandes Hayes, 644 m. à l'Encerf, 688 m. au bois de Malanrupt. La disposition en gradins y est toutefois moins régulière qu'au Sud de Remiremont. Entre les failles de Mossoux et de la Vologne notamment (fig. 13), le Grès bigarré de la forêt de Tanières occupe une large dépression dont l'altitude ne dépasse pas 450 m., et qui est à 230 m. en dessous des Grandes Hayes, tandis qu'au Nord, la bande de Grès vosgien qui s'étend jusqu'à Bruyères, s'élève à 583 m. dans le bois de Girecourt, à 504 m. dans le bois du Chenat.

C'est au début de cette phase que se sont formés la plupart des cirques que l'on observe sur le bord des collines : cirques du

Vacceux, de Xoarupt, de Fondromé, de la Demoiselle; ils ne

2 avril 1925.

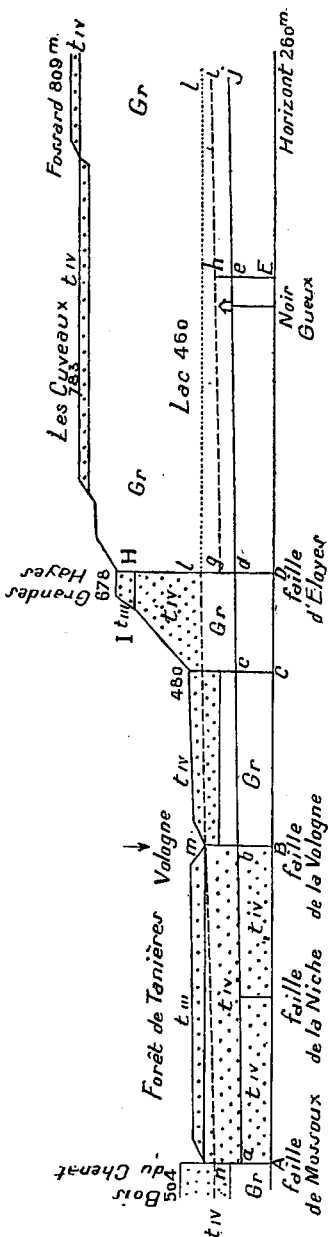


FIG. 13. — PROFIL DU LIT DE LA MOSELLE, PENDANT LES 3^e ET 4^e PHASES. Longueurs : 1/100 000 ; Hauteurs : 1/20 000.

peuvent, en effet, être postérieurs, car on y trouve des deltas bien caractérisés appartenant au lac de la Haute-Moselle.

L'ouverture des cluses de Granges, du Barba et de Dinozé date de cette époque, et il est probable que dès que cette dernière a été suffisamment profonde, la Vologne qui coulait à une centaine de mètres plus haut qu'aujourd'hui, s'est dirigée vers Épinal par Dinozé.

Pendant cette troisième phase, la partie méridionale du massif et les collines sous-vosgiennes ont été le théâtre de trois événements remarquables :

1° Le Rhin a pris définitivement la direction du Nord.

2° Le soulèvement des collines entre Château-Lambert et Eloyes a déterminé la formation du fossé où coule actuellement la Moselle, et qui était encore très peu profond, à la fin de la phase précédente ; après le soulèvement des hauteurs qui l'encadraient sur les deux rives, le fond qui était demeuré presque immobile, s'est trouvé à 250-300 m. en dessous des crêtes de la rive gauche, et les eaux de la Moselle ont dû par suite cesser de s'écouler vers le bassin de la Saône.

3° Avant leur soulèvement les collines sous-vosgiennes formaient une bande *continue* au pied de la falaise qui limitait le massif central, entre le Thillot, Eloyes et Laveline. L'amplitude du soulèvement ayant atteint 200 m., on peut admettre, *a priori*, qu'il a dû avoir pour résultat immédiat, le barrage complet du fossé de la Moselle, en aval d'Eloyes, par une muraille de près de 200 m. de hauteur, comprise entre les bois de la Feigne, de Tacaumont et des Grandes Hayes (fig. 13 et 14), et comme conséquence la formation d'un lac en amont. Or, l'existence dans la Haute-Moselle d'un lac, dont l'altitude initiale a atteint 620 m., est prouvée, comme je l'ai dit, par des deltas bien caractérisés dont les altitudes sont comprises entre 621 et 460 m.¹ ; d'autre part, les deltas les moins élevés se trouvant immédiatement en amont d'Eloyes (delta des Gougeaux), on doit en conclure que ce lac est antérieur à la nappe de 59 m. et par conséquent contemporain de la ligne de Rivage de 103 m. ou de celle de 148 m.

Il est donc intéressant de rechercher si l'existence d'un lac de pareille altitude est compatible avec la topographie de la vallée à cette époque, et, dans ce cas, de déterminer les causes de sa disparition.

On remarquera tout d'abord que sur la rive droite de la Moselle

1. J'en ai reconnu 50 environ, dont une quinzaine étaient en exploitation, ce qui m'a permis d'étudier leur structure qui était celle des deltas typiques.

en amont d'Eloyes, l'altitude des hauteurs qui bordent la vallée et ses affluents est partout très supérieure à 622 m. Sur la rive gauche, entre la crête des Vosges et le Sapenois, elle dépasse également cette altitude, sauf au Col du Mont de Fourche, dont la cote avant la création de la route était de 621 m. 57. En aval

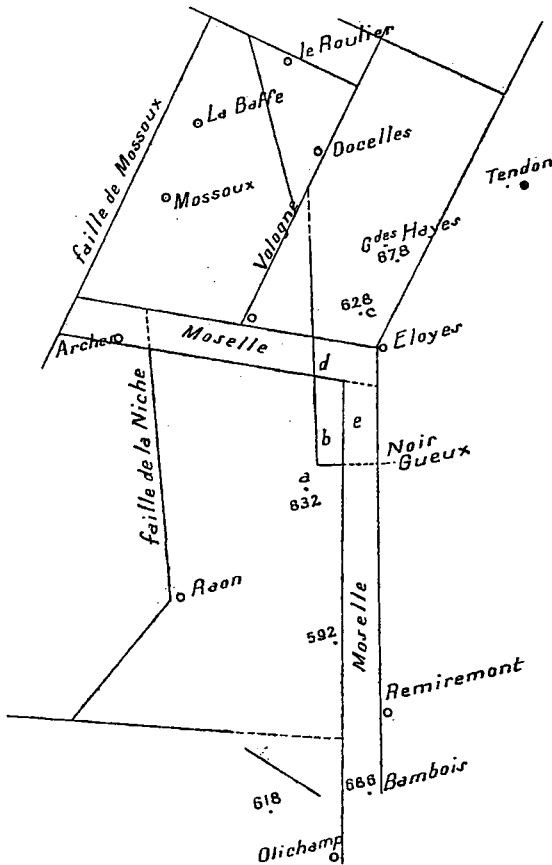


FIG. 14. — PRINCIPALES FAÏLLES DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES ENTRE ARCHES ET REMIREMONT.
Échelle : 1/200 000.

du Sapenois jusqu'au voisinage d'Eloyes, elle est en général supérieure à 570 m., et se maintient à 630 sur plus de 2 km. ; la continuité de ces hauteurs n'est interrompue que par deux dépressions ; le cirque de la Demoiselle dont les points les plus bas sont à 545 et 495 (Haumantarde), et le fossé de la Moselle, large de 1 200 m., dont le thalweg près d'Eloyes est à la cote 364.

D'autre part, la fig. 14, sur laquelle sont représentées les principales failles de la zone qui s'étend entre Remiremont, Arches et Docelles, montre nettement que sur toute cette étendue, les collines sous-vosgiennes sont constituées par des voussoirs distincts, qui ont pu jouer d'une façon indépendante, surtout après le soulèvement de l'ensemble.

Sil'on remarque maintenant qu'au début de la troisième phase, toute la bande comprise entre les Grandes Hayes et le Bambois, a dû se soulever uniformément de 230 m. environ, puisque les deux extrémités sont sensiblement à la même altitude, et que les parties intermédiaires que recouvrait antérieurement le Grès bigarré avec une épaisseur de 40 m., sont à 630, on pourra admettre comme très probable que les voussoirs de Tacaumont *b* et du fossé de la Moselle *d*, étaient à la même hauteur que le bois de la Feigne *a* et le bois du Four *c*, que le cirque de la Demoiselle n'existait pas encore, et que le Grès vosgien qui forme la partie nord du Bambois se raccordait par-dessus le val-lon de Rouveroye avec celui du bois de Montiroche, alors plus élevé de 50 m. environ.

Tout le bassin en amont d'Eloyes était donc entouré de hauteurs dont l'altitude au début du soulèvement dépassait 630 m., sauf au Col du Mont de Fourche (621 m.), et par conséquent l'existence à cette époque, dans la Haute-Moselle, d'un lac dont l'altitude initiale s'est élevée à 621 m. doit être considérée comme *topographiquement* possible.

Je décrirai dans une note spéciale les phénomènes qui se sont accomplis dans le bassin de la Haute-Moselle pendant l'existence de ce lac, et je me bornerai à faire remarquer que son écoulement a dû, au début, se faire vers la Saône par le Col du Mont de Fourche. Il est très probable qu'après un temps plus ou moins long, le cirque de la Demoiselle s'est formé à la suite d'un affaissement local, et que les eaux du lac se sont alors écoulées successivement par le Collet du Potey au SW de Fallière, par le Col de la Demoiselle, par Haumantarde, et finalement par la vanne d'Eloyes CDIH (fig. 13) qui s'était abaissée en *l* à la cote 460.

Pendant cette dernière période, les eaux se sont écoulées vers le Nord; l'émissaire qui était à 100 m. plus haut que la Moselle actuelle, se réunissait près de Jarménil à la Vologne, dont le lit était également plus élevé de 100 m. et se dirigeait sur Epinal par le défilé de Dinozé; les apports des deux cours d'eau ont alors collaboré à la création de la nappe de 100 m. Le lit de la Moselle vers la fin de la phase suivait le trace *l. m. n.*; il présentait probablement des rapides, notamment au voisinage de la

faille de Mossoux. En amont d'Éloyes, le tracé du lit sous-lacustre est indiqué par la ligne *g. h. i.* qui était de 40 m. environ plus élevé que le lit actuel, *d. e. j.*

QUATRIÈME PHASE. — ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 103 M. ;
FORMATION DE LA NAPPE DE 59 M.

A partir de cette phase, les faits sont beaucoup plus simples et plus nets. Le lac de la Haute-Moselle devant nécessairement avoir disparu avant la formation de la nappe de 59 m., puisque celle-ci s'est étendue en amont de Noir Gueux, il est rationnel d'admettre que le mouvement négatif qui a abaissé de 70-80 m. la ligne de Rivage de 103 m., a provoqué non seulement l'abaissement complet de la vanne d'Éloyes, mais aussi celui de toute la partie du fond de la vallée comprise entre la faille de Mossoux A et celle de Noir Gueux E (fig. 13).

La Cuvette d'Arches dont le fond est marqué par la ligne *a. b.* s'est formée par l'affaissement de la bande triasique comprise entre les deux failles parallèles qui bordent le fossé de la Moselle et les failles transversales A et B; le lit *b. c.* en aval de la vanne et celui *d. e.* qui s'étend en amont entre Éloyes et Noir Gueux, se sont formés dans les mêmes conditions.

La topographie du bassin de la Moselle après ces événements ne différait pas notablement de la topographie actuelle, sauf dans le fond des vallées. En aval d'Archettes, le défilé de Dinozé a continué à s'approfondir, et cet approfondissement a dû être assez rapide en raison de l'origine tectonique du défilé; au début, le fond près de la faille de Mossoux était probablement de 40 à 50 m. plus élevé que le fond de la cuvette, coté 350 environ près d'Archettes; mais l'érosion l'a ensuite abaissé jusqu'à une cote voisine de 360. En amont de Noir Gueux, vis-à-vis de Saint-Jean-Xouard, le lit se relevait brusquement de 40 m. environ (*e. h.*, fig. 13 et *a. s.*, fig. 15) et remontait avec une pente à peu près continue dans la Moselle, jusqu'au Thillot qu'il atteignait vers la cote 490 (fig. 1), et dans la Moselotte jusqu'à Thiéfosse et Cornimont (fig. 2); il se raccordait près de Saint-Amé, vers 435, avec le lit du Cleurie, le Saut de la Cuve n'existant pas encore.

La Vologne, qui avant l'effondrement du fond de la cuvette d'Arches coulait à 100 m. plus haut qu'aujourd'hui, a creusé son lit d'une quantité correspondante; il est probable, toutefois, qu'entre Jarménil et Docelles, la vallée a dû subir un effondrement

semblable à celui qui s'est produit dans la vallée de la Moselle.

Dès la disparition de la vanne d'Eloyes, et la formation du fossé de la Moselle en aval, la rivière a coulé librement vers le Nord et a commencé à creuser son lit en amont de la cataracte de Saint-Jean-Xouard et à le remblayer en aval.

Au début de ce remblai, la cuvette d'Arches était probablement occupée par une petite nappe d'eau, maintenue par le seuil rocheux qui fermait l'entrée du défilé de Dinozé, et c'est à cette circonstance que l'on peut attribuer l'existence de couches inclinées dans le village de Jarménil, et l'abondance des sables au pied de la terrasse de Tanières.

Après avoir comblé la cuvette d'Arches jusqu'au niveau du seuil qui était à l'entrée du défilé de Dinozé, les alluvions de la Moselle et de la Vologne ont édifié la nappe de 59 m. Cette nappe, dont l'épaisseur a atteint 50 m. entre Arches et Saint-Jean-Xouard, s'est étendue en amont du barrage rocheux, mais avec une épaisseur décroissante, et il est probable que la continuité du profil d'équilibre n'a pas tardé à être interrompue par les rochers.

Les torrents latéraux ont étalé leurs cônes sur cette nappe ; ceux de la Suche et de Gris Mouton ont refoulé la Moselle sur sa rive gauche, en déterminant un léger bombement du lit ; dans ce bombement, la proportion des débris originaux de la Haute-Moselle a dû être nécessairement réduite, sauf au voisinage de la rive gauche. Un peu en amont, les alluvions du ruisseau de Val Courroye ont formé la terrasse de Sainte-Anne, qui s'est étendue jusqu'à la rivière, et devait au début s'élever à 430 m. environ. Les cônes de déjection des torrents de Reherrey et de la Croisette ont pris un grand développement, comme l'indiquent les puissants amas que l'on observe sur leurs deux rives, notamment à Vécoux, où ils atteignent 450 m. au SE du cimetière. Enfin, dans la vallée de Cleurie, les alluvions contemporaines de la nappe de 59 m. se sont élevées à 440 m., un peu en amont du Saut-de-la-Cuve.

CINQUIÈME PHASE. — ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 60 M. ; FORMATION DE LA NAPPE DE 31 M.

Le mouvement négatif qui a abaissé la ligne de Rivage de 60 m., jusqu'à une altitude voisine du niveau actuel, a provoqué un creusement régressif des grandes vallées. Dans celle de la Moselle, l'amplitude de ce creusement a été en diminuant en amont d'Épinal ; à Dinozé, il n'est probablement pas descendu en dessous de

345 m. (*e*, fig. 15, Moselle à 329 m.), ce qui suppose une amplitude de 45 m. environ ; vis-à-vis de Saint-Jean-Xouard, il n'a pas dépassé 7 à 8 m. et a été encore moindre en amont du Seuil ; on peut en conclure que sur la verticale du Saut-du-Broc, il n'a pas atteint 30 m. La pente moyenne du lit négatif entre le Seuil (415 m.) et Dinozé, était de 0, 45 environ ; mais la pente réelle devait être plus forte en approchant du Seuil, et dépasser celle de la nappe de la Halte qui atteint 0, 7. Comme le remblai qui a suivi, a été nul près du Seuil, et n'a pas dépassé 6 à 7 m. sur la verticale du Saut, on peut admettre que le profil du lit négatif qui se confondait en *a* avec celui de la nappe, se trouvait près d'Eloyes un peu en dessous, mais d'une quantité trop faible pour être représentée sur la figure ; il suivait ensuite le tracé *c. d. e.*

Pendant la période d'érosion, la Moselle a d'abord creusé son lit sur la rive gauche, où elle coulait antérieurement ; dès que le seuil a été atteint il est devenu un point à peu près fixe, et le creusement du lit s'est effectué seulement en aval. Les témoins du creusement sur cette rive sont la petite terrasse qui est sous le sommet 421, le collet de la route nationale, et peut-être la base des deux amas *a* et *b* marqués sur la figure 3 ; la Suche pendant ce temps coupait transversalement la nappe de 59 m. et commençait l'isolement de la digue et du Tertre.

A un moment donné, peut-être au début de cette période, et à la suite d'une capture opérée par la Suche, la Moselle a abandonné la rive gauche pour suivre la rive droite ; le Rocher de Noir Gueux a fixé son cours à l'entrée du défilé ; mais un peu en aval, l'action des deux torrents latéraux l'a obligée à se diriger de nouveau vers la rive gauche et elle a alors achevé d'isoler la digue et le Tertre du côté du Nord.

Pendant ce temps, le ruisseau de la Dare qui s'était dirigé vers l'Est dès que la Moselle a commencé à couler sur sa rive droite, a creusé entre le Seuil et la digue, une large dépression, dont le fond était à peu près au niveau de *a. b* ; elle a ainsi complété l'isolement de la digue de Noir Gueux du côté Sud, et contribué à sa conservation ¹.

En aval d'Eloyes, la Moselle a complété la destruction des portions de la nappe de 59 m. qui se trouvaient au-dessus du lit négatif ; celles qui reposaient sur les plateaux de Grès vosgien ont seules été épargnées (terrasses d'Arches, d'Archettes, de

1. En consultant la fig. 15, on ne doit pas perdre de vue que l'échelle des hauteurs est 30 fois plus forte que celle des longueurs.

Tanières). La Vologne, au début de la période négative a peut-être passé par Mossoux, et a créé la dépression de 9-10 m. qui sépare le plateau d'Archettes des hauteurs au Nord ; les eaux de la Niche ont attaqué la terrasse du château d'Arches, et l'ont creusée d'une dizaine de mètres.

Pendant le mouvement positif, le relèvement du lit par les alluvions s'est effectué progressivement d'aval en amont, à partir de l'extrémité de la zone où le profil d'équilibre avait été à peu près réalisé ; mais il paraît s'être arrêté au village d'Eloyes, en *c* : Le profil de la nouvelle nappe (nappe de 31 m.) peut par suite être représenté par la ligne *a.b.c.g.h* ; la partie en amont d'Eloyes a été créée presque entièrement pendant la période d'érosion, la partie en aval pendant la période de remblai.

SIXIÈME PHASE. — ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 31 M. ;
FORMATION DE LA NAPPE DE 19 M.

Le creusement régressif provoqué par le mouvement négatif qui a abaissé la ligne de Rivage de 31 m. en dessous du niveau actuel, a été très limité en amont d'Épinal, et surtout en amont du barrage du Saut-du-Broc. Sur la verticale du Saut il n'a pas dépassé 27 m., et dès qu'il a atteint la plate-forme de Grès vosgien (n fig. 15), qui occupe le fond de la vallée, il a cessé à peu près complètement.

Sur le seuil de Saint-Jean-Xouard, dès que le creusement a atteint le gneiss il est devenu très lent ; on a vu plus haut, qu'en se basant sur l'intervalle entre les nappes de la Halte et de Pouxoux, on est conduit à admettre que l'altitude du seuil à la fin du creusement s'élevait à 409 m.. La pente moyenne du lit d'érosion entre le seuil et la plateforme du Saut peut, d'après ces données, être évaluée à 0.71 environ.

Pendant la période négative, la Moselle qui a continué à couler vers la rive gauche, en aval du Rocher de Noir Gueux, a créé le grand talus d'érosion, convexe vers l'Ouest, qui sépare actuellement les terrasses de la Halte et de Pouxoux ; la direction des deux premiers éléments de ce tracé est due à l'action des ruisseaux de Gris-Mouton et de la Suche. Le lit d'érosion est représenté approximativement, et sous les réserves indiquées pour la nappe de 31 m., par la ligne *i.j.k.n.o*. Son prolongement en aval ne peut être précisé ; le seul fait probable, c'est que le lit n'est pas descendu notablement en dessous du thalweg actuel près de la faille de Mossoux.

Pendant la période positive qui a suivi, la nappe de 19 m. s'est

formée ; le remblai est remonté d'aval en amont, dans les mêmes conditions que précédemment ; au Saut, il a atteint la cote 365, 6, en *l*, mais il a dû cesser un peu en aval d'Eloyes, à une cote voisine de 388 ; son tracé est représenté par la ligne *i.j.k.l.* m. La nappe de 19 m., comme celle de 31 m., comprend donc une partie *i.k*, formée en majeure partie pendant la période d'érosion, aux dépens de la nappe précédente, et une autre en aval, formée pendant le remblai.

Pendant toute la phase, la digue et le Tertre n'ont subi aucun changement du côté du Nord ; au Sud, les eaux du ravin de la Dare ont continué à dégager l'intervalle entre le seuil rocheux, les pentes de la rive gauche et le barrage de Noir Gueux, jusqu'à la ligne *i.j*, cotée 406 près de Noir Gueux. La figure montre que la pente moyenne de la nappe de 19 m. est sensiblement plus forte que celle de la nappe de 31 m. entre le seuil rocheux de Saint-Jean et le Saut-du-Broc.

SEPTIÈME PHASE. — ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 19 M. ;
FORMATION ET ÉVOLUTION DU LAC DE REMIRERONT.

Le mouvement négatif qui a mis fin à la nappe de 19 m., a abaissé la ligne de Rivage correspondante à 30-40 m. en dessous du niveau actuel ; il est rationnel d'admettre que ce mouvement a eu, comme la plupart des précédents, une répercussion sur la structure du massif vosgien, et que c'est lui qui a provoqué l'affaissement du lit rocheux (*a.s*, fig. 15) en amont de Saint-Jean-Xouard ; cet affaissement n'a pu, en effet, avoir lieu ni avant, ni après cette époque, comme le montre nettement la topographie ; la nappe de 19 m. s'étendait, en effet, jusqu'au seuil de Saint-Jean, et d'autre part l'altitude du lac de Remiremont concorde avec celle de la nappe à l'entrée du défilé de Noir Gueux.

Entre Saint-Jean-Xouard et les grands barrages, le fond s'est affaissé sur une étendue de 13 à 14 kil. ; seuls, les grands barrages et quelques îlots rocheux de faible étendue sont demeurés comme les témoins de l'ancien lit ; les vallées latérales qui se terminent par des escarpements (Saut-de-la-Cuve) ou par des gradins rocheux n'ont éprouvé aucun changement appréciable.

En amont des grands barrages, des affaissements d'étendue plus restreinte, ont donné naissance à des dépressions séparées par des barres rocheuses et qui ont été temporairement occupées par des lacs.

L'amplitude de l'affaissement a dû atteindre 40-50 m. *au moins* vis-à-vis de Saint-Jean-Xouard ; elle semble avoir été plus faible

en amont ; mais cette diminution n'est qu'apparente et provient de ce fait que les altitudes des rochers témoins de l'ancien lit, ont été rapportées au lit actuel, dont le creusement a été moindre en amont en raison de la présence de barres rocheuses.

Formation du lac 405. L'affaissement vertical du lit rocheux a déterminé l'éboulement vers le Sud des alluvions qui se trouvaient au contact du seuil (p. fig. 15) ; mais celles qui étaient voisines de Noir Gueux, sont restées à peu près intactes, en raison de la distance ; elles ont donc formé entre les deux versants opposés un barrage continu, et c'est à ce barrage qu'est due la formation du lac de Remiremont.

Au début, le niveau du lac s'élevait à une cote un peu supérieure à 405 ; mais, en raison de la pente de la nappe de 19 m., qui atteignait 0,7 près de Noir Gueux, les eaux, bien que s'écoulant sans vitesse, ont dû abaisser rapidement le seuil de l'émissaire, et le niveau du lac s'est alors fixé à 405.

Ce niveau a dû se maintenir pendant longtemps à cette altitude, car il serait impossible d'expliquer autrement le remarquable développement des deltas et des terrasses sous-lacustres formés par de simples ruisseaux latéraux. Cette hypothèse peut d'ailleurs s'appuyer sur des faits précis.

On remarquera tout d'abord que l'érosion régressive, consécutive à l'abaissement de la ligne de Rivage, n'a pu atteindre la région d'Arches que très longtemps après cet événement. A l'époque de la formation des deux nappes les plus récentes, la largeur du fond des vallées a été, en général, très réduite, surtout dans les défilés rocheux qu'elles traversent ; il en est résulté que l'extension du creusement vers l'amont a dû être souvent ralentie ou même supprimée temporairement par la présence de rochers plus ou moins continus que le comblement précédent avait recouverts. Dans le défilé de Dinozé, à Saint-Laurent, le lit négatif postérieur à la nappe de 19 m. ne paraît pas être descendu à plus d'une dizaine de mètres en dessous du thalweg actuel, et en amont de la faille de Mossoux, il se trouve à peu près à son niveau jusqu'au pied du Saut-Broc, où s'est arrêtée l'érosion régressive ; le taux du creusement a donc été, dans la région d'Arches, 3 ou 4 fois moindre que l'amplitude du mouvement négatif, et cinq fois moindre au Saut-du-Broc.

Un deuxième argument peut être basé sur le rôle des cours d'eau latéraux, surtout dans la région en amont du Saut-du-Broc ; leurs apports ont dû souvent contribuer à retarder les progrès de l'érosion régressive ; l'influence de la Suche à ce

point de vue est prouvée par le refoulement de la Moselle sur sa rive gauche et par le bombement de son lit, et il est probable que le Raine, et surtout la Vologne, ont joué un rôle analogue.

Ces considérations suffisent, je crois, pour autoriser à admettre qu'un temps considérable a dû s'écouler entre le début du creusement régressif et les premières manifestations de son action au voisinage du Saut-du-Broc, à plus de 600 km. du niveau de base.

J'ai exposé dans la 3^{me} Partie la série des phénomènes qui se sont accomplis dans la cuvette lacustre pendant l'existence du lac ; je me bornerai donc à indiquer ici les causes de sa disparition et les conditions dans lesquelles elle a eu lieu.

ABAISSEMENT ET DISPARITION DU LAC 405. — Dès que l'érosion régressive a atteint la région du Saut-du-Broc, ses effets n'ont pas tardé à se faire sentir en amont jusqu'à Noir Gueux, et l'abaissement du lac a commencé aussitôt.

Le creusement de l'émissaire s'est fait en deux périodes distinctes.

Près du Saut, la nappe de 19 m. a d'abord été creusée sur une épaisseur de 13 m., et ce creusement s'est propagé jusqu'à Noir Gueux ; mais dès qu'il a atteint la plateforme de Grès vosgien sur laquelle repose la nappe, il s'est arrêté, et la plateforme a alors constitué pour les vallées en amont, un *niveau de base temporaire*, dont l'altitude est restée à peu près fixe jusqu'à l'époque actuelle. Il en est résulté que l'approfondissement de l'émissaire, et par conséquent l'abaissement du lac, qui était précédemment sous la dépendance du creusement régressif, a été, à partir de ce moment, produit exclusivement par les eaux du lac.

Je vais résumer brièvement les faits qui se sont produits pendant ces deux périodes.

Première période. — Dès le début, les eaux du lac ont suivi la rive droite entre Noir Gueux et Eloyes, et ont commencé à creuser le défilé actuel. Il est vraisemblable que l'amplitude du creusement qui n'a pas dépassé 13 m. près du Saut, s'est élevée à 16-17 m. à Noir Gueux, et que le niveau du lac s'est abaissé à 387 m. environ, par conséquent à la hauteur de la terrasse située sur la rive droite vis-à-vis de Noir Gueux. Cette hypothèse est, en effet, justifiée par ce fait qu'il existe en amont, près de Seux, et à une altitude semblable, des traces d'un rivage dont l'étendue indique un stationnement prolongé du niveau à cette altitude.

Ce premier abaissement du déversoir a dû se faire lentement; c'est du moins ce qui semble ressortir des deux faits suivants. Un peu en aval du point 365 (l. fig. 15), on trouve sur les flancs de la nappe de 19 m. des traces de trois terrasses d'érosion bien marquées, dont les altitudes sont inférieures de 3, 7 et 10 m. à celles de la surface de la nappe. D'autre part, on a vu qu'en amont de Seux jusqu'à Pont, il existe une série de terrasses d'érosion très développées qui indiquent que l'abaissement du lac a été progressif et régulier.

A la fin de cette première période, l'émissaire coulait sur la terrasse de Noir Gueux (rive droite) et sur celle du Rocher de la Suche; il rejoignait la Vologne à une altitude voisine de 355; sa pente moyenne était par suite de 0,47.

Deuxième période. — Le creusement du lit de l'émissaire jusqu'au niveau du thalweg actuel qui a eu pour conséquence la disparition totale du lac, s'est effectué entièrement sous l'action des eaux de l'émissaire; il a dû être assez rapide puisqu'il n'existe en aval de Seux, aucune trace d'un comblement de la cuvette lacustre. Cette rapidité s'explique d'ailleurs, si l'on remarque qu'au début, les eaux coulaient dans un défilé étroit, en partie bordé par des rochers, et devaient, par suite, prendre une vitesse suffisante pour entraîner les alluvions très meubles des anciennes nappes; d'autre part, il est probable que le *canyon* du Saut-du-Broc dont la formation avait commencé pendant la phase précédente, a contribué à accélérer le transport des alluvions apportées par la Vologne et par la Moselle, en empêchant leur accumulation près du confluent.

Le creusement de l'émissaire a cessé dès qu'il a atteint les rochers qui occupent le fond du lit près de Noir Gueux; la pente finale, qui ne s'est peut-être pas modifiée depuis, est descendue à 0,28.

C'est pendant ce creusement que se sont formées les terrasses d'érosion de la Jetée, de la Nacelle, des Ranos, situées à 7-8 m. au-dessus du lit actuel, et c'est vers la fin, que les eaux de la Moselle ont décrit les grands méandres d'Eloyes et de Pouxoux: ils ont été la conséquence de la diminution de la pente, mais peut-être sont-ils attribuables en partie à la présence de rochers au voisinage du fond, notamment près d'Eloyes.

Lorsque le lac a été complètement vidé, la Moselle, après avoir été rejointe par la Moselotte, a étendu son lit jusqu'à Noir Gueux, en nivelant la plaine, et en dégagant le pied des pentes, dans la mesure où les nombreux affleurements rocheux en aval de Remirement le lui ont permis. Vers la fin de cette période,

son lit près du Rocher de la Broche, était à 3-4 m. au-dessus du thalweg actuel ; c'est de cette époque que date le grand méandre qui s'étend sur la rive gauche entre l'extrémité Nord du delta de Longuet et Noir Gueux, et qui a donné au barrage sa forme hémicirculaire. La Moselle pénétrait alors librement dans le défilé de Noir Gueux, mais elle n'a pas pu l'élargir, parce que son lit, entre Noir Gueux et Nexixard, peut-être même jusqu'à Eloyes, était par places bordé par des rochers.

A partir de la disparition du lac de Remiremont, le lit de la Moselle n'a plus subi de changements notables entre Noir Gueux et le confluent de la Vologne ; il ne se modifiera probablement que lorsque le recul du Saut du Broc aura atteint la faille de Jarménil où cesse le Grès vosgien, et où il existe peut-être en amont une dépression plus ou moins profonde, masquée actuellement par des alluvions.

RÉSUMÉ.

En résumé, les alluvions qui constituent l'accident topographique de Noir Gueux, sont un résidu de la nappe de 59 m. Cette nappe a comblé la vallée en aval sur une épaisseur de 50 m. environ, mais s'est déposée en amont avec une épaisseur très réduite sur un lit rocheux plus élevé de 40 m. au moins, qui a subsisté jusqu'à la fin de la nappe de 19 m. C'est la présence de ce seuil qui a contribué à préserver la partie supérieure de la nappe de 59 m. au voisinage de Noir Gueux. Le barrage et la digue qui le surmonte ont commencé à se dessiner sur une hauteur de 15 m. environ, pendant les deux périodes d'érosion et de remblai qui ont donné naissance aux nappes de 31 et de 19 m. ; mais c'est seulement après l'effondrement du lit rocheux en amont de Noir Gueux, survenu à la fin de la ligne de Rivage de 19 m., que le barrage a acquis son profil transversal et que le lac 405 a pu s'établir.

La formation du barrage et de la digue est, en réalité, la dernière manifestation de la série des mouvements tectoniques verticaux auxquels les Vosges méridionales doivent leur structure caractéristique.

Je suis d'ailleurs convaincu que des mouvements verticaux de même nature ont eu lieu dans la plupart des grands massifs, même plissés, et qu'ils peuvent seuls expliquer la formation de la plupart des profondes cavités lacustres qu'ils renferment et notamment des grands lacs alpins, du lac Baïkal, des lacs de l'Afrique centrale, etc.

Je terminerai en faisant remarquer que les phénomènes tecto-

niques qui se sont produits dans les Vosges, pendant le Post-Pliocène, ne sont nullement en opposition avec la théorie des déplacements eustatiques de la ligne de Rivage. Ces phénomènes ont été limités aux massifs jumeaux des Vosges et de la Forêt-Noire, tandis que les régions périphériques restaient fixes; j'avais d'ailleurs appelé l'attention sur ce point dans mon mémoire de 1911 (p. 3 et 327).

LISTE DES FIGURES

	Pages
1. Profil de la Moselle entre Bussang et Remiremont. Planche XII <i>bis</i>	
2. Profil de la Moselotte en aval de Thiéfosse et de la Moselle entre Remiremont et Épinal.....	Planche XII <i>bis</i>
3. Schéma des terrasses près de Noir Gueux.....	330
4. Coupe longitudinale du barrage de Noir Gueux.....	333
5. Vue d'amont du barrage de Noir Gueux.....	333
6. Coupe entre le cimetière de Remiremont et Xénois.....	352
7. Coupe de la terrasse sous-lacustre au Nord de Dommartin..	359
8. Fractionnement du lac de Remiremont avant son abaissement. Planche XII <i>bis</i>	
9. Coupe schématique de la cuvette d'Arches.....	376
10. Coupe schématique entre la Vierge et Saint-Laurent.....	382
11. Coupe théorique entre Longegoutte et le Chenat.....	396
12. Coupe schématique entre la Moselle et la Saône par la Demoi- selle.....	Planche XII <i>bis</i>
13. Profil du lit de la Moselle près d'Éloyes, pendant les 3 ^e et 4 ^e Phases.....	433
14. Principales failles des collines sous-vosgiennes entre Arches et Remiremont.....	435
15. Formation de la digue et du barrage de Noir Gueux. Planche XII <i>bis</i>	

OBSERVATIONS CONCERNANT LES FIGURES.

Le signe *Gr* désigne indifféremment le granite et le gneiss. Dans la figure 15, la bande de gneiss qui occupait le fond de la vallée en amont de Noir Gueux à l'époque de la nappe de 59 m., est indiquée par des croix.

Les affleurements triasiques sont représentés par un pointillé très fin, accompagné des signes *t III* (Grès bigarré) et *t IV* (Grès vosgien); des traits horizontaux discontinus indiquent la stratification; ils ont toutefois été supprimés sur les figures 11 et 13 pour ne pas surcharger le dessin.

Les alluvions anciennes sont désignées par le signe *a'*, et par des ronds; des traits inclinés à 45° distinguent les deltas.

Les failles principales sont indiquées par la lettre *F*, les autres par la lettre *f*.

La lettre *P* désigne les terrasses de la nappe de Pouxoux, la lettre *II* celles de la nappe de la Halte d'Eloyes.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<i>INTRODUCTION ET PLAN DU MÉMOIRE</i>	321
<i>PREMIÈRE PARTIE. OBSERVATIONS PRÉLIMINAIRES.</i>	
I. PHÉNOMÈNES DE TRANSPORT QUI ONT EU LIEU DANS LA HAUTE-MOSELLE ANTÉRIEUREMENT A LA FORMATION DES NAPPES ALLUVIALES RÉGULIÈRES.....	322
II. OBSERVATIONS SUR LE LIT DE LA MOSELLE ET DE LA MOSELOTTE.....	324
<i>DEUXIÈME PARTIE. ÉTUDE DES TERRASSES DU FOND DE LA VALLÉE ENTRE ARCHES ET NOIR GUEUX....</i>	
I. DONNÉES TOPOGRAPHIQUES.....	330
II. DONNÉES GÉOLOGIQUES.....	335
III. CONCLUSIONS.....	343
<i>TROISIÈME PARTIE. ÉTUDE DES TERRASSES DU FOND DE LA VALLÉE ENTRE NOIR GUEUX ET LES BARRAGES ROCHEUX.....</i>	
1° VALLÉE DE LA MOSELLE EN AVAL DU CONFLUENT DE LA MOSELOTTE.....	347
2° VALLÉES DE LA MOSELLE ET DE LA MOSELOTTE EN AMONT DU CONFLUENT.....	359
3° ÉVOLUTION DU LAC DE REMIREMONT PENDANT SON EXISTENCE.....	367
4° EXAMEN DE QUELQUES OBJECTIONS.....	371
<i>QUATRIÈME PARTIE. RELATIONS ENTRE LES TERRASSES RÉGULIÈRES DE LA MOSELLE PRÈS D'ÉPINAL ET CELLES EXISTANT ENTRE ARCHETTES ET NOIR GUEUX.....</i>	
1° TERRASSES DE LA MOSELLE AUX ENVIRONS D'ÉPINAL.....	374
2° TERRASSES DE LA MOSELLE ENTRE ARCHETTES ET POUXEUX.....	375
3° RACCORDEMENT DES NAPPES ALLUVIALES D'ÉPINAL ET D'ARCHETTES.....	380
4° EXTENSION EN AMONT DE POUXEUX DES TROIS NAPPES INFÉRIEURES.....	385
5° OBSERVATIONS SUR L'ÉPAISSEUR DE LA NAPPE DE 59 M. ENTRE ARCHETTES ET NOIR GUEUX ET CONCLUSIONS QUE L'ON PEUT EN TIRER.....	387
6° ABSENCE EN AMONT D'ÉPINAL DE NAPPES ALLUVIALES SUPÉRIEURES A CELLE DE 59 MÈTRES.....	390

<i>CINQUIÈME PARTIE. EXTENSION DE LA NAPPE DE 59 M. EN AMONT DE NOIR GUEUX. ORIGINE TECTONIQUE DES VALLÉES DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE. RÉSUMÉ GÉNÉRAL.....</i>	391
<i>SIXIÈME PARTIE. RÉFUTATION DE L'HYPOTHÈSE DE L'ORIGINE GLACIAIRE DE LA DIGUE DE NOIR GUEUX.</i>	401
<i>SEPTIÈME PARTIE. CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES VOSGES ET THÉORIE DE LA FORMATION DU BARRAGE DE NOIR GUEUX.....</i>	407
I. ÉVOLUTION DU RELIEF DU MASSIF VOSGIEN ANTÉRIEUREMENT AU POST-PLIOCÈNE ..	408
II. ÉVOLUTION PENDANT LE POST-PLIOCÈNE DU RELIEF DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE VERSANT DE LA SAÔNE (VALLÉE DU DOUBS, ET VALLÉES AU NORD)	411
COLLINES SOUS-VOSGIENNES ENTRE BRUYÈRES, ÉPINAL ET REMIREMONT	412
DÉTERMINATION DU RELIEF DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES ENTRE BRUYÈRES ET LE THILLOT A L'ÉPOQUE DU PASSAGE DE LA MOSELLE VERS LA SAÔNE	424
III. PHASES SUCCESSIVES DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES VOSGES AU SUD DE LA VOLOGNE PENDANT LE POST-PLIOCÈNE	425
1 ^{re} Phase. PREMIER SOULÈVEMENT DU MASSIF ; FORMATION DU DILUVIUM GRANITIQUE	427
2 ^e Phase. CONTINUATION DU SOULÈVEMENT ; ÉCOULEMENT DE LA MOSELLE ET DE LA VOLOGNE VERS LA BRESSE, JUSQU'À LA FIN DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 204 M. ; PASSAGE DU RHIN PAR LE DOUBS	430
3 ^e Phase. ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 204 M. SURRECTION DÉFINITIVE DU MASSIF ET DES COLLINES SOUS-VOSGIENNES. PÉRIODE DES LIGNES DE RIVAGE DE 148 ET DE 103 M. LAC DE LA HAUTE-MOSELLE	432
4 ^e Phase. ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 103 M. ; FORMATION DE LA NAPPE DE 59 MÈTRES ..	437
5 ^e Phase. ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 60 M. ; FORMATION DE LA NAPPE DE 31 MÈTRES	438
6 ^e Phase. ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 31 M. ; FORMATION DE LA NAPPE DE 19 MÈTRES	440
7 ^e Phase. ABAISSEMENT DE LA LIGNE DE RIVAGE DE 19 M. ; FORMATION ET ÉVOLUTION DU LAC DE REMIREMONT	441
RÉSUMÉ	445

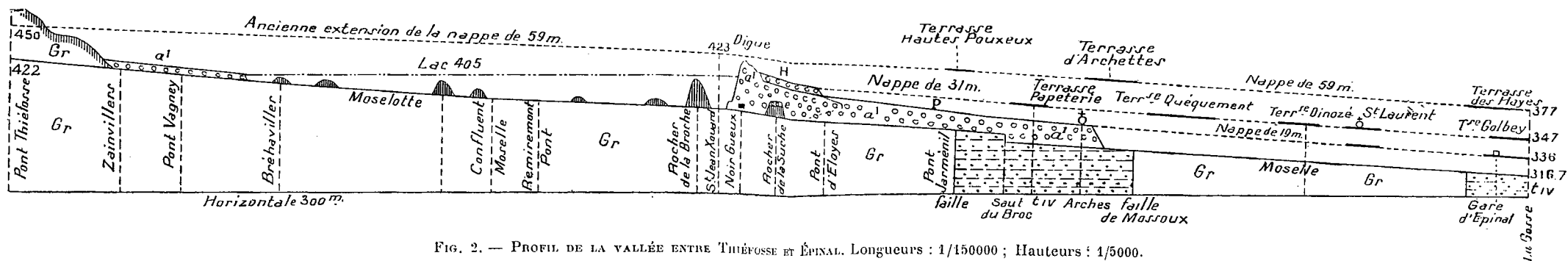


FIG. 2. — PROFIL DE LA VALLÉE ENTRE THIÉFOSSE ET ÉPINAL. Longueurs : 1/150000 ; Hauteurs : 1/5000.

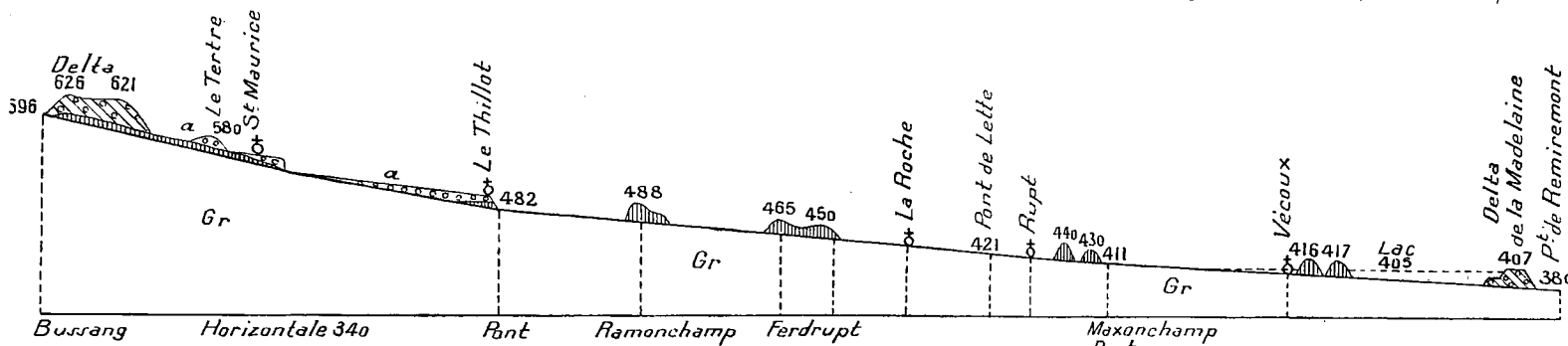


FIG. 1. — PROFIL DE LA MOSELLE ENTRE BUSSANG ET REMIREMONT. Longueurs : 1/150000 ; Hauteurs : 1/10000.

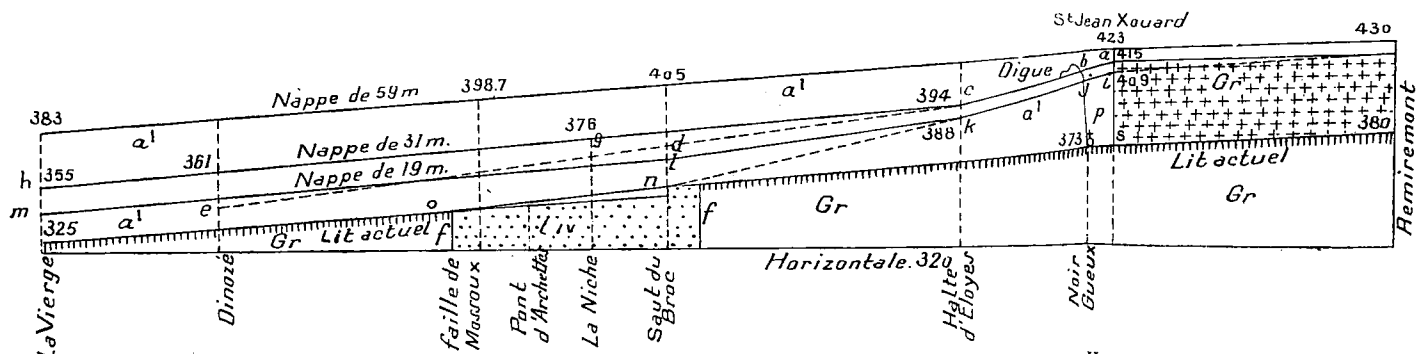


FIG. 15. — FORMATION DE LA DIGUE ET DU BARRAGE DE NOIR GUEUX. Longueurs : 1/120000 ; Hauteurs : 1/4000.

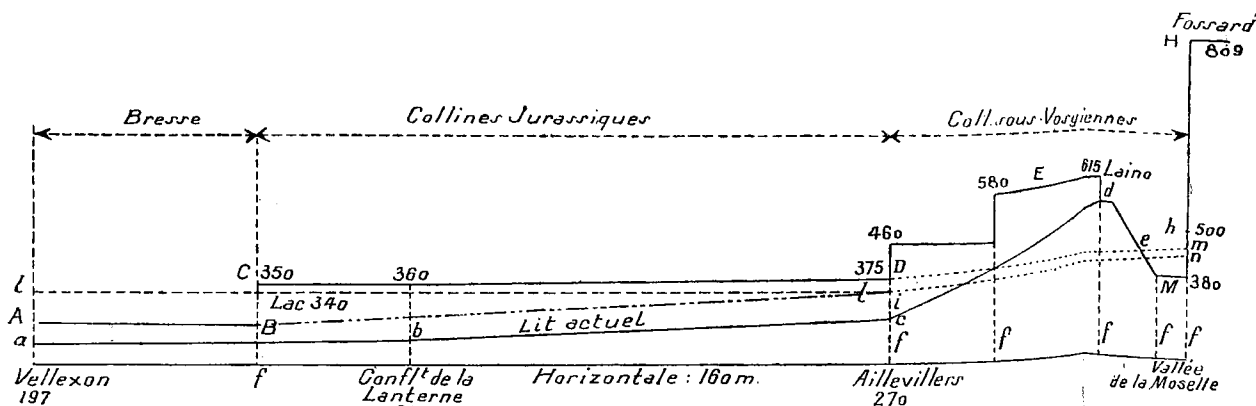


FIG. 12. — COUPE ENTRE LA MOSELLE ET LA SAONE PAR LA DEMOISELLE. Longueurs : 1/500000 ; Hauteurs : 1/20000.

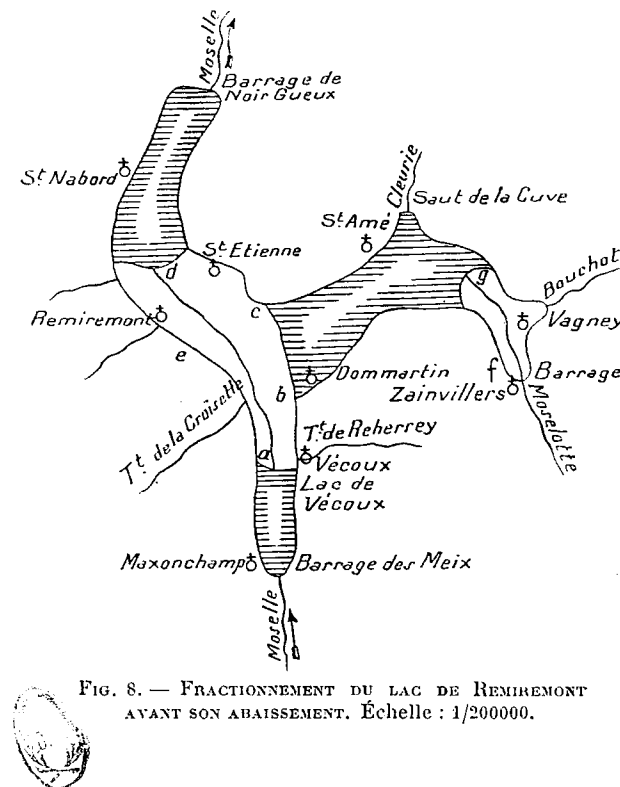


FIG. 8. — FRACTIONNEMENT DU LAC DE REMIREMONT AVANT SON ABAISSMENT. Échelle : 1/200000.

L'ORIGINE DES TERRASSES DE LA GARONNE

PAR **E. Chaput.**

La vallée de la Garonne, où les alluvions anciennes couvrent des surfaces considérables, est un pays classique de terrasses alluviales séparées par des talus à fortes pentes. Au premier abord chaque terrasse est en quelque sorte une individualité, correspondant à une période où le niveau du fleuve restait longtemps stationnaire, tandis que les talus indiquent un abaissement rapide de ce niveau. La plupart des géologues, dans les nombreux travaux publiés sur les terrasses de la Garonne, ont admis ces opinions, exprimées depuis longtemps par Leymerie. Mais, au cours des recherches que j'ai faites dans les vallées de la Loire et de la Seine, j'ai reconnu la nécessité de séparer deux catégories de terrasses que j'ai proposé récemment (*C. R. Ac. Sc.*, 23 juin 1924) de désigner par les termes de *terrasses monogéniques* et *terrasses polygéniques* ; les premières indiquent bien l'existence de phases de stabilité ou de relèvement du niveau des cours d'eau, mais les secondes correspondent simplement à des dépôts laissés sur des pentes douces pendant les phases d'abaissement de ce niveau. La vallée de la Garonne devait être étudiée à nouveau, de manière à y préciser le mécanisme de la formation des terrasses ; le présent article indique les plus caractéristiques des observations que j'ai pu faire jusqu'à maintenant.

Je décrirai d'abord, sommairement, le méandre encaissé de Cazères (feuille de Saint-Gaudens) ; sur la Carte géologique au 1/80 000^e, quelques subdivisions y ont été établies dans les alluvions anciennes, mais, l'échelle étant trop réduite, et les tracés topographiques nécessairement imparfaits, l'évolution de ce méandre n'apparaît qu'incomplètement à l'examen de la carte. J'ai indiqué, sur la figure 1, l'opposition des plaines alluviales et des talus. En suivant, du Sud au Nord, le lobe convexe du méandre, au pied de la falaise oligocène couronnée, à 50 m. au-dessus de la Garonne, par des alluvions de méandre d'un torrent voisin, on observe successivement : d'abord une plaine étroite (A), à 18-22 m. au-dessus de l'étiage, plaine doucement inclinée vers le Nord et prolongeant celle qui, sur la rive opposée, supporte la voie ferrée ; un talus de 3-4 m. limite cette plaine du côté interne ; — au pied de ce talus, une seconde plaine (B) également inclinée vers le Nord, à 13-15 m. au-dessus de l'étiage ; du côté interne, le talus limitant cette terrasse est très accentué vers l'Est où il a près de 10 m.

3 avril 1925.

Bull. Soc. géol. Fr., (4), XXIV. — 29.

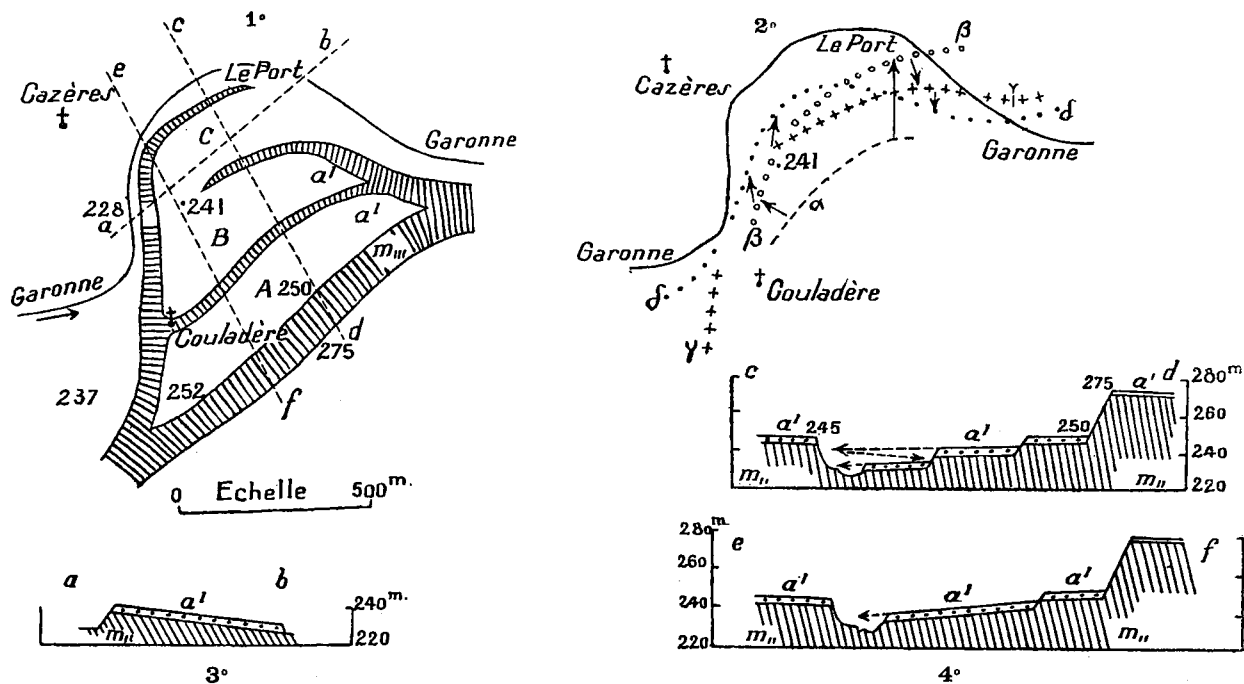


FIG. 1. — CARTE ET COUPES DU LOBE CONVEXE DU MÉANDRE DE CAZÈRES, montrant : 1° La succession des plaines alluviales et des talus (ceux-ci sont figurés par des hachures dont la longueur est approximativement proportionnelle à la hauteur du talus). 2° Quatre positions successives du fleuve : α , β , γ , δ , au cours du creusement de la vallée (les flèches indiquent le sens du glissement latéral, entre deux positions successives). 3° En coupe longitudinale ab , parallèle à la direction moyenne du fleuve, l'allure inclinée de la surface et du fond des alluvions. 4° En coupes transversales cd et ef l'influence des changements de sens dans le glissement sur la formation des talus (les pointillés indiquent les positions successives du lit mineur au fur et à mesure du creusement).

de hauteur, tandis que, vers l'Ouest, il s'atténue progressivement, et disparaît au Nord de Couladère. Ici la pente est sensiblement uniforme en passant de la plaine B à la plaine C; — enfin une troisième plaine (C) limitée du côté de la Garonne par un talus dont la hauteur, voisine de 10 m. du côté amont, diminue progressivement vers l'aval et se réduit à moins de 3 m. à l'Est du pont de Cazères.

Les trois plaines inclinées définies ici sont formées d'alluvions peu épaisses (3 m. environ, chiffre sensiblement constant); celles-ci sont des cailloutis de lit mineur, formés surtout de roches pyrénéennes; sous les alluvions, la mollasse apparaît dans les talus, lorsqu'elle n'est pas masquée par des éboulis.

Tous les faits s'expliquent aisément d'après les règles ordinaires de l'évolution des méandres encaissés: Le fleuve, occupant la plaine A, s'est déplacé vers le Nord, puis est revenu au Sud, en même temps que son niveau s'abaissait; la destruction d'une partie de la plaine A a produit un talus. Un nouveau déplacement vers le Nord détermine l'alluvionnement de la plaine B, mais ici le méandre se dessine plus nettement: le fleuve, coulant à environ 15 m. au-dessus de l'étiage actuel, passait au Nord de Couladère en se dirigeant vers le Nord-Est. En passant de l'altitude relative + 15 à l'altitude relative + 10 environ (c'est-à-dire de la position β de la figure 1 à la position γ) le méandre s'est déplacé: à l'ouest du point 241, le glissement latéral s'est fait vers le Nord-Ouest, prolongeant en quelque sorte le glissement de même sens de la période précédente ($\alpha\beta$); aucun talus ne sépare dès lors la plaine C de la plaine B; au contraire, à l'Est du point 241, le glissement s'est fait vers le Sud-Est ou le Sud, en sens inverse du déplacement de la période précédente; il en résulte donc un talus; en outre, comme, au cours du creusement, la boucle de Cazères glissait vers l'aval, la hauteur du talus augmentait progressivement. En même temps, à l'ouest de Couladère, une autre boucle, glissant elle aussi vers l'aval, rongait la plaine B et produisait le talus décroissant de Couladère vers le Port. Par suite de la continuité de ce talus, il semblerait, au premier abord, que la plaine supérieure (BC) y est partout antérieure à la plaine située au pied du talus. Mais l'étude des tracés successifs du fleuve montre que les alluvions du stade γ (fig. 1) appartiennent, au Sud du Port, à la plaine supérieure, et, à l'Ouest de Couladère, à la plaine inférieure.

Toute la structure est ici explicable dans l'hypothèse d'un creusement ininterrompu, sans qu'il y ait lieu de faire intervenir des phases de stabilité ou de relèvement du niveau du fleuve. On pourrait objecter que peut-être le modelé décrit ci-dessus ne concernerait que la surface des plaines alluviales, et que peut-être il existerait des alluvions plus profondes correspondant à des dépôts plus anciens remaniés au cours du creusement et de la formation du méandre. Mais, s'il en était ainsi, le contact des alluvions et du soubassement tertiaire dessinerait la forme de l'ancienne vallée, antérieure au remaniement, et l'épaisseur des alluvions serait variable, l'ancienne vallée n'étant pas nécessaire-

ment identique à la vallée actuelle. Or, en tous les points où le contact est visible, rien n'indique l'existence de ces anciens fonds de vallée. La base des alluvions forme une surface parallèle à celle de la plaine ; comme l'épaisseur des dépôts est faible et sensiblement constante, chaque terrasse ne peut correspondre qu'à une seule phase d'alluvionnement.

On remarquera enfin que, dans tout ce qui précède, la pente du fleuve a été supposée voisine de la pente actuelle ; pour une étendue de quelques kilomètres, et en terrain homogène, avec des alluvions anciennes d'épaisseur et de faciès uniforme, cette hypothèse est évidemment légitime.

En résumé, les observations faites ci-dessus permettent de préciser ainsi quelques caractères fondamentaux des plaines alluviales formées au cours d'une phase de creusement, c'est-à-dire des terrasses polygéniques :

1° Même quand la terrasse a l'apparence d'une plaine uniforme, son inclinaison est différente de celle d'une plaine dont les alluvions se seraient partout déposées à la même époque. Si l'on reconstitue les tracés successifs du fleuve au cours de la formation de cette terrasse, de manière à établir des profils transversaux et longitudinaux de la plaine par rapport à ces positions anciennes du fleuve, on reconnaît que : d'une part, sur un profil transversal, la terrasse n'est pas horizontale, elle est inclinée vers le fleuve ancien ; d'autre part, sur un profil longitudinal, elle a une pente plus forte que celle du profil longitudinal du fleuve ancien.

2° Dans une terrasse polygénique, les alluvions de l'aval sont plus récentes que celles de l'amont ; elles peuvent être du même âge ou même plus récentes que celles situées à l'amont de la terrasse immédiatement inférieure.

3° Les talus ne correspondent pas à des discontinuités ; ce sont les points extrêmes atteints, au cours d'un creusement continu, dans les déplacements alternatifs du fleuve tantôt vers la gauche, tantôt vers la droite ; leur hauteur peut être constante ou variable, et, dans ce cas, la diminution de hauteur peut se faire aussi bien vers l'amont que vers l'aval.

*
* *

Examinons maintenant les grandes terrasses de la région toulousaine.

Leymerie a publié des coupes transversales de la vallée, dans lesquelles ces terrasses apparaissent comme horizontales. Mais,

Ed. Harlé a montré, en 1895 (*B.S.G. F.*, (3), 23, p. 493), que ces coupes étaient très schématisées, et que l'une au moins des terrasses de Leymerie, celle de Brax-Colomières, était fortement inclinée vers la Garonne. D'autre part, Leymerie pensait que la Garonne avait d'abord occupé toute la largeur de la vallée, pour

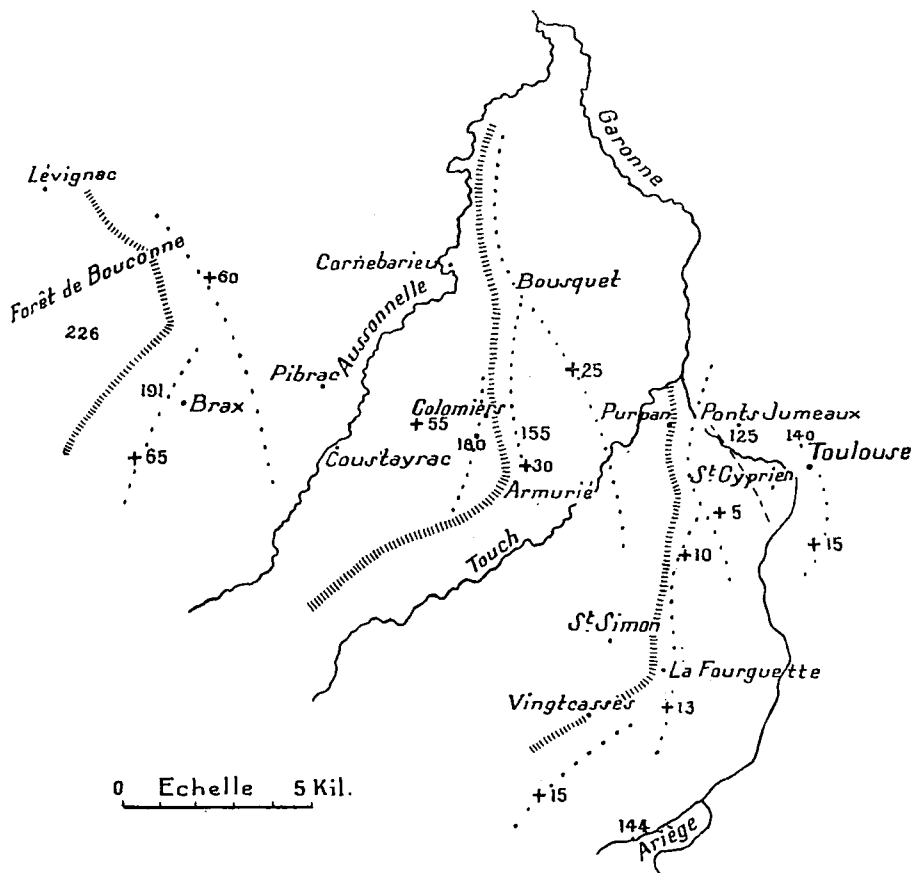


FIG. 2. — CARTE SCHÉMATIQUE DES VARIATIONS DU COURS DE LA GARONNE DANS LA RÉGION TOULOUSAINE. — Les traits pointillés indiquent diverses positions anciennes du fleuve ; les altitudes relatives correspondantes sont mentionnées par rapport à l'étiage du fleuve actuel et précédées du signe +. Les autres chiffres indiquent les altitudes de la surface des alluvions, et, pour le fleuve, les altitudes d'étiage. Les hachures indiquent les talus-limites des terrasses.

se localiser ensuite dans une vallée de plus en plus étroite et de plus en plus orientale. Ed. Harlé (même article, p. 496 et suivantes) a reconnu que le fleuve ancien était sans doute comparable au fleuve actuel et que sa vallée avait dû se déplacer, dans son

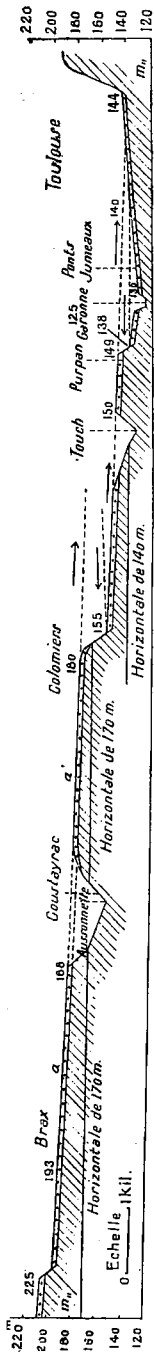


Fig. 3. — COUPE TRANSVERSALE DE LA VALLÉE DE LA GARONNE A TOULOUSE, orientée perpendiculairement aux cours successifs du fleuve; a' : alluvions; m₁ : oligocène. Cette coupe montre en traits pointillés les terrasses enlevées par l'érosion; les flèches indiquent le sens du glissement au cours du creusement.

ensemble, vers l'Est, sans diminuer considérablement de largeur. On peut maintenant compléter ceci en ajoutant que la vallée ne s'est pas déplacée régulièrement vers l'Est, mais qu'il y a eu des oscillations latérales, tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest, la résultante générale étant le glissement vers l'Est.

On observe, en effet, sur la rive gauche, que les talus limites se décomposent en une suite de courbes à concavité tournée vers l'Est, et se recoupant suivant des angles souvent encore bien conservés (fig. 2) : bois de Levignac, Armurié, Bousquet, La Fourquette, etc. Généralement il n'y a pas de cours d'eau au pied de ces talus courbes; la plaine, à la base du talus, est formée d'alluvions pyrénéennes, les talus correspondant donc à d'anciennes berges concaves du fleuve lui-même. D'où la possibilité de reconstituer avec précision, en certains points, les anciens tracés du fleuve. Quelques-uns de ces tracés sont esquissés sur la figure 2, avec indication des altitudes relatives (évidemment approximatives) par rapport à l'étiage actuel de la Garonne. Il apparaît immédiatement, à l'examen de ces tracés successifs, que le fleuve a décrit des sinuosités comparables à celles qu'on observe dans les méandres encaissés, mais à plus grand rayon de courbure. Si l'on considère dès lors la région toulousaine comme une sorte de très grand méandre encaissé, on doit s'attendre à retrouver dans les plaines d'alluvions anciennes les caractères des terrasses polygéniques; c'est en effet ce qui a lieu :

D'après les tracés du fleuve ancien, on peut établir un profil transversal perpendiculaire aux directions générales successives de la Garonne. La coupe correspondante passerait par Brax, avec orientation NW-SE, puis par les environs de Coustayrac, le Sud de Colomiers, Purpan, les Ponts-Jumeaux. De

nombreux nivellements de voies ferrées, routes, rivières et canaux, permettent de dessiner cette coupe avec précision (fig. 3). L'épaisseur des alluvions est connue par les tranchées de la voie ferrée de Toulouse à Auch (ED. HARLÉ, article cité), par les exploitations actuelles (tuileries près de Coustayrac, constructions à Purpan, etc.), par les coupes des berges de la Garonne, par les détails des anciens travaux à Toulouse (LEYMERIE, etc.), enfin par les travaux des puits qui descendent un peu partout jusqu'aux graviers de fond des alluvions. On peut admettre comme pratiquement certain que l'épaisseur des alluvions est partout voisine de 3 m. (les épaisseurs plus fortes s'observent seulement sur le bord des talus, par suite de glissements). D'autre part, dans l'ensemble, les alluvions ont partout le même faciès ; ce sont des dépôts de lit mineur de la Garonne, à gros cailloux roulés de roches pyrénéennes ; les sables et limons de lit majeur ne jouent qu'un rôle secondaire. L'inclinaison des terrasses apparaît sur la coupe : la dénivellation correspondante dépasse 10 m. pour la terrasse de Brax-Colomiers, elle est de 6 m. environ pour la terrasse de Purpan. D'après les caractères généraux indiqués plus haut, il n'est pas douteux que toutes les terrasses observables ici sont polygéniques ; les traits pointillés de la figure 3 indiquent les parties de terrasses enlevées par l'érosion au cours des oscillations latérales du fleuve, et les talus correspondent aux points extrêmes des déplacements dans chaque sens, indiqués par les flèches.

Toutes les coupes transversales que l'on peut dresser en utilisant des nivellements de précision, depuis les Petites Pyrénées jusqu'en aval de Toulouse, donnent des résultats comparables aux précédents, par exemple celles qui passeraient au niveau de Cazères, ou de Saint-Elix, ou de Muret, ou de Verdun. Sur toutes ces coupes, les grandes terrasses apparaissent comme polygéniques, par leur inclinaison et par la faible épaisseur de leurs alluvions. En outre, si l'on prolonge les profils transversaux des terrasses dans les régions où celles-ci ont certainement existé autrefois (voir les traits pointillés de la figure 3), on peut fréquemment passer d'une terrasse à la terrasse immédiatement inférieure par un simple changement dans le sens de glissement, sans avoir à modifier la pente de la plaine alluviale. Si cela était général, il est clair que le creusement de la vallée se serait effectué à vitesse sensiblement constante, sans alternances de phases de stabilité du niveau du fleuve avec des phases d'abaissement relativement rapide de ce niveau. Mais il y a une cause d'incertitude puisqu'on ne sait exactement jusqu'où se sont étendues vers l'Est les terrasses de la rive gauche.

En résumé, s'il existe, entre les Petites Pyrénées et l'aval de Toulouse de véritables terrasses monogéniques, on pourra les reconnaître à l'horizontalité de leur profil transversal, à l'épaisseur de leurs dépôts, et si l'on trouve des indices sûrs de variations dans la vitesse du creusement. Je n'ai rien observé encore qui soit décisif dans ces ordres d'idées.

*
* *

On pourrait croire que l'étude des plaines alluviales dans les vallées affluentes indiquerait, par le raccord avec les terrasses de la vallée principale, quelles sont, parmi ces terrasses, celles qui doivent être considérées comme monogéniques. Par exemple le Touch coule, en amont de Saint-Clar, dans une plaine alluviale assez large, qui se relie, au pied de la colline de Saint-Clar, à la « terrasse inférieure ». L'altitude est ici 191 m., soit 35 m. au-dessus de l'étiage à Muret. On pourrait penser à une terrasse de 35 m. monogénique, mais cela est incertain. En effet la « terrasse inférieure » de la Garonne est certainement polygénique entre Saint-Clar et Muret. Elle s'abaisse régulièrement, en profil transversal, de 191 à 180 m. ; le fleuve s'est déplacé régulièrement vers l'Est, et la terrasse du Touch indiquée ci-dessus n'est autre chose que la plaine alluviale formée par ce cours d'eau lorsque son confluent avec la Garonne se trouvait sous Saint-Clar. Aux époques antérieures, quand la Garonne glissant *vers l'ouest* en creusant sa vallée, se rapprochait de Saint-Clar, il y avait abaissement du Touch, dont la plaine alluviale s'abaissait aussi. Quand s'est produit le changement de sens dans le glissement de la Garonne, sous Saint-Clar, la plaine alluviale du Touch est restée stable ; cet affluent a ensuite allongé son cours sur la terrasse inférieure de la Garonne à mesure que le fleuve se déplaçait vers l'Est, mais en amont de Saint-Clar rien ne s'est modifié. Ainsi les terrasses d'affluents, sur la rive gauche, datent des époques où le fleuve, au cours des oscillations latérales, atteignait une position extrême vers la gauche. D'une manière analogue, sur la rive droite, la plaine suivie par le canal du Midi, au Sud-Est de Toulouse, est une ancienne plaine alluviale du L'Hers Mort, formée à l'époque où la Garonne, coulant à environ 15 m. au-dessus de l'étiage actuel, atteignait à Toulouse une position extrême dans une phase de glissement vers la droite.

*
**

Si l'existence des terrasses monogéniques est encore incertaine dans la région toulousaine, il n'en est pas de même en d'autres points de la vallée de la Garonne. Je décrirai seulement ici deux exemples :

1° On sait (voir par exemple M. Boule : *Bull. Serv. Carte Géol.*, n° 43, 1895, p. 4, avec coupe) que la ville de Saint-Gaudens est construite sur un plateau d'alluvions anciennes de la Garonne, alluvions dont l'épaisseur peut atteindre 15 m., comme on l'observe encore aux tuileries de Valentine. Le fleuve qui déposait ces alluvions avait évidemment une direction moyenne du Sud-Ouest au Nord-Est, tandis que la direction actuelle est de l'Ouest-Nord-Ouest, à l'Est-Sud-Est. Les cotes de nivellement de la route de Valentine et de la route de Blajan permettent de dresser une coupe précise perpendiculairement à la direction du fleuve ancien. Sur ce profil transversal, la terrasse apparaît comme horizontale avec une largeur égale à la moitié de la largeur totale de la vallée. C'est donc bien là une plaine alluviale dont les dépôts sont sensiblement contemporains en tous les points (terrasse monogénique). Elle indique une phase de stabilité ou de relèvement lent du plan d'eau, avec dépôt d'épaisses alluvions, tandis que, pour passer de cette terrasse à la terrasse inférieure, qui porte la gare de Saint-Gaudens, il faut faire intervenir une phase de creusement. L'évolution de la vallée apparaît bien ici comme discontinue.

La ville de Montréjeau occupe une situation comparable à celle de Saint-Gaudens. Les deux terrasses en question, dont l'altitude relative est d'environ 55 m. par rapport à l'étiage actuel ¹, ont été reliées par M. DEPÉRET (*CR. Ac. Sc.*, t. 176, 1^{er} sem., 1923, p. 1522) aux moraines anciennes (mindéliennes) partiellement conservées en amont de Montréjeau.

2° A La Réole, presque à l'origine amont de la Garonne Maritime (l'oscillation due aux marées n'a ici que quelques centimètres d'amplitude en général), les alluvions anciennes sont très développées sur la rive gauche (fig. 4). Elles forment un large plateau dont l'altitude est connue avec précision par les cotes de nivellement de la route de La Réole à Bazas. Comme le montre la figure, il existe, dans un profil transversal, un palier très étendu à 65-67 m. D'autre part la base des alluvions peut

1. La terrasse est, d'après les nivellements indiqués ci-dessus, à 403-405 m. à Saint-Gaudens ; en tenant compte du changement de direction du fleuve et de la pente de celui-ci, l'étiage est à 350 mètres.

être déterminée avec précision en quelques points, par l'examen des exploitations et des travaux des puits ; elle est sensiblement à 50 m. Dans les gravières voisines de la métairie Gourget, situées non loin du bord interne de la terrasse, on observe, au-dessus de cette altitude, 6 à 8 m. de cailloutis d'origine pyrénéenne, dépôts de lit mineur, et, au-dessus, 1 m. seulement de sables argileux. Au contraire, non loin du bord externe, à la métairie Lagarde, près Destis, où un puits de 16 m. a été creusé récemment, entre les altitudes absolues 67 m. et 50-51 m. environ, l'épaisseur des alluvions de lit mineur n'est que de 3 m. Ce

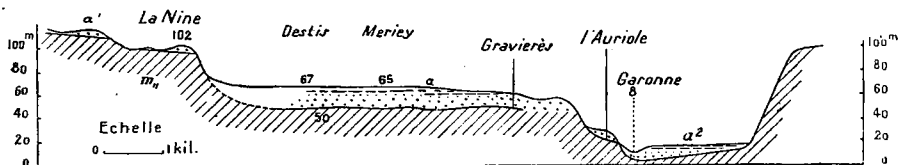


FIG. 4. — COUPE TRANSVERSALE DE LA GARONNE PRÈS DE LA RÉOLE.
a¹, a² : alluvions ; m₁ : oligocène.

sont des dépôts de la Garonne, à volumineux cailloux roulés de roches pyrénéennes, avec des roches granitiques assez décomposées. Au-dessus viennent plus de 10 m. de sables, tantôt grossiers, tantôt plus argileux, dépôts locaux et de lit majeur. Les puits situés plus au Nord atteignent également les graviers de fond aquifères, à 13-15 m. seulement. Cette structure ne paraît explicable qu'en considérant le plateau de Destis-Mériey comme une terrasse monogénique formée au cours d'un relèvement lent de la Garonne, corrélatif d'un déplacement vers l'Est. L'étiage de La Réole étant à 8 m. environ (si l'on prend comme niveau d'étiage non pas celui des plus basses eaux, mais le niveau moyen des oscillations dues aux marées ¹), l'altitude relative de la terrasse précédente est d'environ 50-60 mètres.

Ainsi, il existe certainement des terrasses monogéniques au voisinage des Pyrénées, où elles sont en relation avec des moraines, et au voisinage de l'Atlantique, où il est probable qu'elles sont en relation avec d'anciennes terrasses marines. Mais jusqu'à présent on ne connaît pas de terrasses monogéniques

1. Les hauteurs d'eau aux marégraphes et aux échelles, m'ont été aimablement communiquées, à Bordeaux, au Service de la Garonne Maritimee.

J'ai montré ailleurs (*Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, t. IV, fasc. 2, p. 101-113) que, pour comparer les résultats de l'étude des terrasses en relation avec d'anciens niveaux de base marins, il convenait de choisir comme niveau d'étiage, dans la section maritime d'un fleuve, un niveau qui se raccorde logiquement avec le niveau moyen de la mer.

certaines, dans toutes les régions intermédiaires ; on ne peut encore savoir si le creusement de la vallée a été ici à peu près régulier, c'est-à-dire à vitesse sensiblement constante, comme ce serait possible pour un fleuve à régime torrentiel et à forte pente tel que la Garonne, ou s'il a existé des phases de stabilité de niveau et de remblaiement, en relation avec les terrasses monogéniques du cours supérieur et du cours inférieur.

D'après ce qui précède, on ne peut savoir si le profil longitudinal de la Garonne était, à diverses époques du Quaternaire, parallèle ou non au profil actuel. Quelques indications sur les gisements de la faune et de l'industrie humaine dans les alluvions anciennes sont à retenir :

On sait que des molaires d'*Elephas primigenius* BLUM. et parfois de *Rhinoceros tichorhinus* CUV. ont été trouvées, en amont de Toulouse, dans la « plaine inférieure », à Toulouse dans des alluvions anciennes un peu plus élevées, et en aval de Toulouse dans la « terrasse inférieure » dominant la « plaine inférieure » (basse plaine). Tous ces gisements correspondent à une époque où le fleuve coulait à 10-20 m. au-dessus de l'étiage actuel. Ed. Harlé a montré (*B.S.G.F.*, (3), 26, 1898, p. 413-418) que ces faits étaient en opposition avec la continuité apparente de la plaine inférieure¹, qui au premier abord indique, pour la Garonne de cette époque, une pente supérieure à la pente actuelle. Avec la notion des terrasses polygéniques, ce désaccord s'explique aisément. La plaine inférieure n'est pas du même âge en tous ses points ; vers l'amont (Muret) elle est contemporaine de la faune à *Elephas primigenius*, tandis que, en aval de Toulouse, elle est plus récente. J'ajouterai à cela un fait important. Il existe au voisinage du Bec d'Ambès, donc à faible distance de l'Atlantique, des alluvions anciennes étudiées en détail par M. F. Daleau (Le gisement quaternaire de Marignac (Gironde). Actes de la Société

1. Dans un article récent (*B.S.G.F.*, 4), 23, 1923, p. 384-430) M. Denizot a admis que la plaine inférieure était continue, et parlait du même âge (néolithique) bien que l'altitude relative varie de moins de 10 m. à plus de 20. Mais cette plaine inférieure comprend, outre la terrasse polygénique étudiée ici, des assemblages hétérogènes de terrasses bien séparées par des talus : ainsi les deux terrasses notées a^{1-a} et a² sur la feuille de Saint-Gaudens sont d'âge différent et ne se fusionnent pas vers l'amont, contrairement à l'opinion de M. Denizot. Le talus qui les sépare existe non seulement en aval de Martres, où il est figuré sur la carte topographique, mais encore en amont, où il se poursuit au Sud de la voie ferrée, jusque près de Bordier, puis vers Campignas, où il atteint le bord de la vallée. Les nivellements de la voie ferrée et de la route de Martres à Saint-Gaudens permettent de mesurer avec précision la hauteur de ce talus ; elle est d'environ 3-5 m. Il n'y a donc aucun argument solide en faveur de l'hypothèse de M. Denizot, qui admet, depuis l'époque de formation de la plaine inférieure, un creusement plus considérable en aval de Martres qu'en amont.

linnéenne de Bordeaux, vol. 68, 1903, p. 321-331). Ce sont des graviers d'affluents, épais d'environ 5 m., formant une petite terrasse près du confluent avec la Dordogne ; leur sommet, qui n'est pas absolument horizontal, est à 15-16 m., dominant de 12-13 m. la plaine alluviale moderne qui est ici à 3 m. au bord de la Dordogne. Or cette terrasse d'environ 16 m. a fourni à M. Daleau une industrie paléolithique, avec, en particulier, des silex moustériens très bien caractérisés, en place dans des graviers non remaniés. Des instruments acheuléens ont été trouvés plus bas ; quelques outils plus grossiers rappellent les types chelléens. Comme cette industrie acheuléenne et moustérienne doit être sensiblement contemporaine de la « faune froide » à *Elephas primigenius* BLUM. et *Rhinoceros tichorhinus* CUV., il est probable que les alluvions déposées à 15-20 m. au-dessus de l'étiage actuel sont à peu près du même âge, aussi bien près de l'Atlantique que dans l'Agenais, ou à Toulouse, ou plus en amont. Au pied des Pyrénées, ces alluvions se relient d'autre part aux moraines de Labroquère comme l'a montré M. Depéret (article cité), moraines sans doute wurmiennes ¹. Il y a tout un ensemble de faits indiquant que l'amplitude du creusement a pu être sensiblement la même dans toute la vallée, des Pyrénées à l'Atlantique, depuis l'époque où vivait la faune froide (Monastirien de M. Depéret).

D'après une interprétation récente de M. Denizot (article cité) un outillage paléolithique aurait été trouvé récemment, à Rieumes, dans la « terrasse moyenne » à plus de 60 m. au-dessus de la Garonne. Grâce à l'amabilité de M. l'abbé Breuil et de son collaborateur M. Latapie, j'ai pu étudier ces gisements. L'outillage paléolithique, dont l'étude détaillée n'est pas terminée, se rencontre dans des alluvions anciennes, non pas de la Garonne, mais du Touch ; elles proviennent d'un affouillement, par ce cours d'eau, des alluvions de la terrasse moyenne (de la Garonne), située plus haut, et séparée d'elles par un affleurement de marnes et sables oligocènes. La plaine alluviale du Touch, certainement postérieure à la terrasse moyenne, peut être contemporaine de la terrasse inférieure étudiée plus haut sous Saint-Clar (altitude

1. D'après M. Denizot (article cité) il y aurait dans la région de Montrejeau deux terrasses, l'une à plus de 20 m., l'autre à 10 m. au-dessus de la Garonne, ces deux terrasses se reliant à des moraines de deux glaciations distinctes (würmien et néowürmien). Mais la plus haute de ces deux terrasses est un cône de transition : j'y ai trouvé, tout près de la Garonne actuelle, dans des tranchées récentes du chemin de fer, à la bifurcation des lignes de Toulouse et de Luchon, un caillou strié ; la plus basse, celle de la gare de Montrejeau, est polygénique et ne peut se relier avec certitude à des moraines.

relative 35 m. environ); comme il n'y a pas continuité complète, ce n'est là qu'une approximation. Il peut exister, dans ces alluvions d'affluents, des dépôts plus récents encore.

*
* *

En résumé, la continuité apparente des grandes terrasses de la vallée de la Garonne et la netteté des talus limites paraissent au premier abord s'expliquer par un creusement saccadé, où les terrasses correspondraient aux périodes de stabilité du niveau du fleuve. J'ai montré plus haut que cette opinion ne peut être maintenue. Les terrasses sont polygéniques; elles se sont formées en même temps que la vallée se creusait, et chacune d'elles n'est pas partout du même âge. Il existe bien des terrasses monogéniques, mais leur étude détaillée est encore à faire. Une esquisse de l'histoire de la Garonne quaternaire ne peut être tentée actuellement en prenant comme guide la continuité des terrasses. Les quelques faits utilisables (faunes et industries humaines) permettent de penser, provisoirement, que, dans ces dernières périodes du Quaternaire, la pente du fleuve n'était peut-être pas, dans les grandes lignes¹, sensiblement différente de ce qu'elle est aujourd'hui.

1. Pour un fleuve comme la Garonne, où se succèdent jusque bien en aval de Toulouse les pentes douces et les rapides, les profils des thalwegs successifs ne peuvent évidemment être rigoureusement parallèles.

OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LA GÉOLOGIE DE L'ORDOS

PAR **P. Teilhard de Chardin** ET **E. Licent**.

PLANCHES XIII et XIV.

Par suite de la lenteur des communications entre Pékin et Paris (lenteur aggravée par la perte d'un courrier), notre dernière Note sur la Géologie de l'Ordos (*B. S. G. F.*, (4) XXIV, p. 49) a paru sans quelques corrections importantes que nous aurions désiré lui faire subir. Ces corrections portent sur deux points principaux¹.

1. AGE DES PLISSEMENTS DE L'ARBOUS OULA. — Nous avons admis dans notre Note (pp. 61 et 88) que, dans la région de l'Arbous oula, il existait deux phases de plissements : l'une hercynienne, l'autre jurassique. Nous étions impressionnés alors par le fait que la couverture détritique de cette chaîne (Carbonifère supérieur et jurassique) ne paraît pas aussi vigoureusement plissée que le noyau massif sous-jacent (Précambrien, Cambrien?, Ordovicien²). Les calcaires, nous l'avons dit, présentent des traces de charriage violent sous un manteau gréseux faiblement ondulé. A la suite d'observations nouvelles faites en d'autres points de la Chine, nous estimons aujourd'hui que cette disposition s'expliquerait plus simplement par une dysharmonie dans le plissement que par la superposition de deux mouvements orogéniques. L'absence de discordance angulaire à la base du Carbonifère est un fait trop général en Chine du Nord pour qu'on puisse admettre sans preuves décisives l'existence de plissements hercyniens dans cette région.

Une phase hercynienne dans l'Arbous oula ne s'impose donc pas dans l'état actuel de nos connaissances. Nous ne voudrions cependant pas exclure absolument sa possibilité. L'extraordinaire mouvement vertical qui a complètement et définitivement exondé la Chine du Nord aux débuts du Carbonifère se rattache

1. Nous signalerons dans la même Note quelques erreurs typographiques. Houng tch'eng est souvent orthographié Houm tchang. P. 66 (note), il faut lire « à l'W », et non « à l'E », de Hoa ma tcheu.

2. Le Cambrien a grand'chance d'exister dans la région de l'Arbous oula. Quant à l'Ordovicien, il pourrait bien, sous forme de calcaires massifs à *Actinoceras*, représenter une part importante des noyaux anticlinaux de l'Arbous oula et de l'Yinze chan. Dans des blocs de calcaire noir descendus de l'Yinze chan (au voisinage de la lamaserie de Tja soumé) nous avons trouvé des *Gyrganella*.

vraisemblablement à quelques puissants efforts tangentiels. La bordure occidentale de l'Ordos est bien placée pour nous offrir un raccord entre les plissements hercyniens de l'Asie occidentale et les exhaussements, également hercyniens, de l'Asie orientale (bloc sinien).

Si, comme nous continuons à le penser, l'Arbous oula marque l'extrême limite des plissements de l'Ala chan en direction de l'Ordos, il faut supposer qu'au centre de ce dernier, sous la couverture des grès et des terres rouges, les couches paléozoïques sont encore horizontales, ou simplement fracturées. Il y aurait donc une grande différence entre l'architecture profonde de l'Ordos et celle du Gobi occidental¹, où les géologues américains ont reconnu des bassins crétacés et tertiaires reposant sur des plis jurassiques abrasés.

2. AGE DES COUCHES DE SAINT-JACQUES (SAN TAO HO). — Pour avoir considéré sans preuves suffisantes comme pontiennes les couches rouges (sans fossiles) de l'Ordos, au N de l'Arbous oula, nous avons été amenés, dans notre Note (p. 73), à regarder comme pliocènes les sables fossilifères qui ravinent ces couches rouges en face de Saint-Jacques (San tao ho). Un examen attentif des fossiles recueillis nous a prouvé que les couches de Saint-Jacques sont en réalité identiques aux couches à *Baluchitherium* (? Oligocène) reconnues bien plus au N, dans le Gobi, par l'Expédition américaine (formation de Hsanda gol)².

Par suite de cette constatation, nous sommes conduits à faire descendre dans l'Éocène une bonne partie des couches rouges stériles sous-jacentes aux sables de Saint-Jacques dans l'Ordos occidental. Dès lors, la structure du manteau tertiaire de ce pays se découvre bien plus compliquée que nous ne pensions d'abord. Des failles le divisent probablement en compartiments nombreux qu'il ne sera pas facile de distinguer, en l'absence de fossiles, par suite de l'extrême similitude de leurs faciès continentaux (formations argileuses et gypseuses). Sur notre fig. 11 (p. 69) par exemple, il se pourrait que les couches 4 soient de l'Oligocène butant contre du Pontien³.

1. Nous aurons à parler ultérieurement de nos observations personnelles dans le Gobi oriental.

2. Cette année-ci, nous avons reconnu un Pliocène authentique, au-dessus du Pontien, à l'W du Dalai nor (Gobi oriental).

3. En revanche, la coupe donnée par la figure 10 (p. 69) devient difficile à interpréter, puisque des sables très analogues aux couches à *Baluchitherium* de Saint-Jacques y ravinent des argiles rouges bien probablement pontiennes. Nous reviendrons sur cette anomalie quand nos fossiles auront été déterminés plus à fond.

La présence en Ordos de dépôts continentaux plus variés et plus anciens que nous ne supposions augmente l'intérêt des couches signalées à l'W de Hoa ma tcheu (p. 66). Cette formation pourrait bien appartenir au Crétacé, et elle mériterait par suite une exploration particulièrement attentive.

Nous comptons reprendre, dans une Note spécialement consacrée au Quaternaire de Chine, la question des graviers de l'Ordos (p. 83) sur laquelle nos dernières observations en Mongolie et aux environs de Kalgan (ces dernières faites en collaboration avec M. George B. Barbour) apportent quelques éclaircissements.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIII.

- FIG. 1. Extrémité méridionale de l'Yinze chan et lamaserie de Wambara sseu, vues du Sud (p. 60). Au niveau de la plaine, schistes à Graptolites, plongeant vers le Sud.
- FIG. 2. Lame de calcaire sinien mylonitisé près de Houng tch'eng (p. 63). La lame, noyée dans des graviers quaternaires, se prolonge jusque dans la crête, visible à droite, à l'horizon.
- FIG. 3. Front de la nappe paléozoïque du Scheiten oula, près de Oula houtong, vu du Sud (p. 54, et fig. 3 du texte). Au-dessus de la zone blanche (marbres de la série de Wu tai) les bancs noirs (Sinien), d'abord presque verticaux, deviennent horizontaux au sommet de la montagne.
- FIG. 4. Vue du cirque de Saint-Jacques (p. 72). ? Oligocène en couches inclinées, surmontées de graviers quaternaires horizontaux.
- FIG. 5. Termination d'une des couches fossilifères de Saint-Jacques. Les sables blancs fossilifères (couches à *Baluchitherium*) plongent légèrement vers la droite, où ils ont été enlevés par une érosion récente.
- FIG. 6. ? Oligocène (couches avec *Baluchitherium*) de l'Est de Houng tch'eng (p. 69 et fig. 10). Un homme travaille dans les sables fossilifères séparés par une corniche des Terres rouges sous-jacentes.

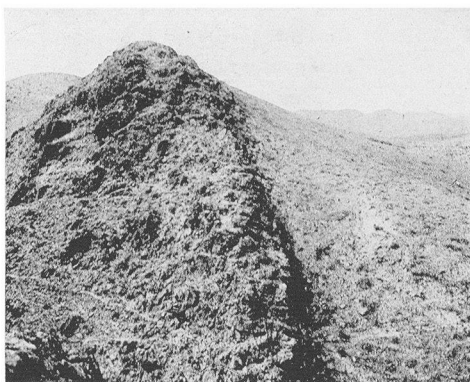
EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV.

- FIG. 1. Falaises quaternaires du Sjara osso gol (p. 76). A gauche, l'amorce d'un méandre suspendu laissé par le Sjara osso gol.
- FIG. 2. Le Sjara osso gol. Falaises de sables quaternaires interrompues par des terrasses de limon récent (anciens méandres).
- FIG. 3. Le Sjara osso gol. Formation quaternaire sous une terrasse de limon récent (L). Dans le Quaternaire, une poche d'argile fossilifère (A, ancien petit lac) est intercalée dans les sables (S, anciennes dunes?).
- FIG. 4. Environs de You fang t'ou. Loess sur Terre rouge.
- FIG. 5. Vue prise le long de la rivière de You fang t'ou. Grès mésozoïques horizontaux (G), surmontés de Terre rouge pontienne (P) et de loess (L). La corniche visible entre Pet L est formée par le conglomérat de base du loess.
- FIG. 6. Coupe dans la terrasse de Pao t'ou (p. 83). Graviers et limon (G) surmontant le loess lacustre (L). La coupe donnée par la fig. 15 du texte a été prise en un autre point.

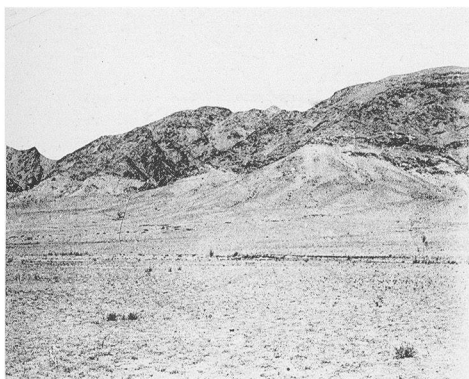
1. Ces deux Planches auraient dû paraître à la suite de notre Note, p. 49-91 du présent Tome.



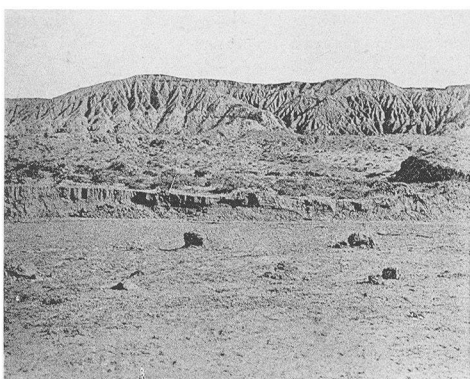
1



2



3



4



5



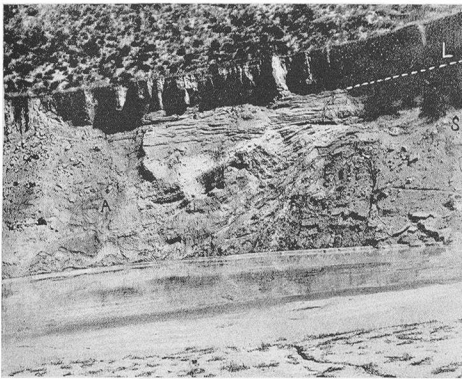
6



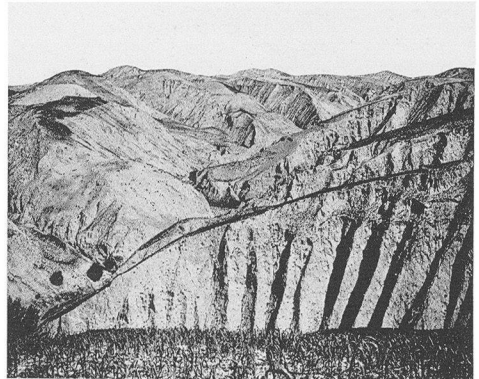
1



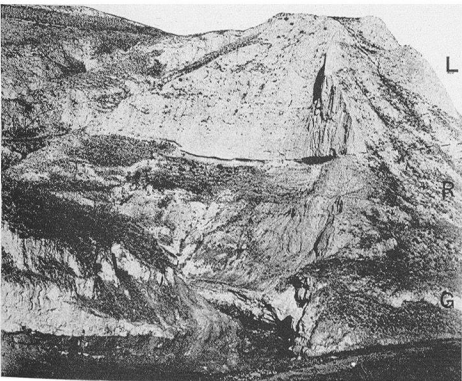
2



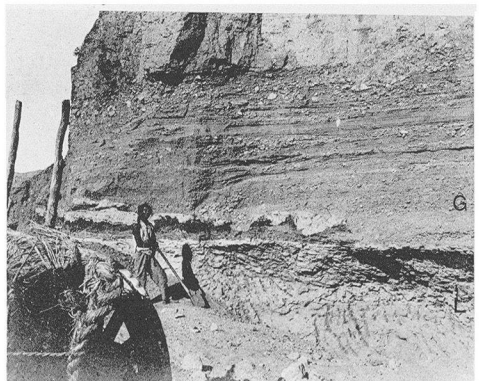
3



4



5



6



Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris.

SUR LES DÉCROCHEMENTS DE LA CHAÎNE DU SALÈVE.

PAR **E. Joukowsky** et **J. Favre** ¹.

L'étude géologique du Salève avait conduit MAILLARD² puis SCHARDT³ à reconnaître dans cette chaîne la présence de trois décrochements ayant eu pour conséquence le déplacement vers l'Ouest ou le Nord-Ouest des tronçons orientaux du pli. L'établissement d'une carte géologique de la partie Nord-Est de la chaîne⁴ nous a permis de constater quatre nouveaux décrochements à rejet de même sens que les précédents. MM. RÉVIL et MORET dans une courte note⁵ contestent l'existence de telles dislocations dans le pli du Salève. Pour ces auteurs le problème est d'autant plus important qu'une allure aussi particulière ne se retrouve nulle part dans les Alpes et dans nos chaînons jurassiens. Des décrochements sont connus cependant depuis assez longtemps dans ces deux régions plissées. Plusieurs géologues ont étudié ceux du Jura et HEIM⁶ a donné un court aperçu d'ensemble à leur sujet. Au nombre d'une dizaine, ils sont échelonnés tout le long de la chaîne, de Saint-Claude à Soleure, et constituent par leur disposition harmonique un des faits les plus saillants de la tectonique jurassienne. Le caractère d'exception que MM. Révil et Moret accordent à ceux du Salève ne peut donc être motivé et leur existence n'a rien d'insolite.

Dans leur note, MM. Révil et Moret ne parlent pas des décrochements du Coin et de Pomier et ne paraissent pas les avoir étudiés. Ces accidents peuvent être comptés parmi les plus beaux qui existent ; toutes leurs particularités apparaissent avec une merveilleuse clarté et il n'est pas possible de mettre en doute la présence de décrochements dans la chaîne lorsqu'on les a

1. Note présentée à la séance du 3 novembre 1924.

2. Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 6. Paris, 1889.

Salève, région mollassique, alpes de Sixt, de Samoëns et vallée de l'Arve. *Ibid.*, n° 22, Paris, 1891-92.

3. Étude géologique sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. *Bull. Soc. vaudoise sc. nat.*, vol. 27. Lausanne, 1891-92.

4. Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. Hist. nat.*, vol. 37, fasc. 4. Genève, 1913.

5. Sur la tectonique de l'axe Salève-montagne de la Balme-montagne de Lovagny. *B. S. G. F.* (4), t. 22, p. 218. Paris 1922.

6. Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. *Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich*, p. 597. Zürich, 1915.

observés. Aussi serions-nous très heureux de pouvoir faire une visite des lieux en compagnie de MM. Révil et Moret, et par la même occasion, d'examiner les autres accidents contestés de la chaîne du Salève.

Les décrochements de la région de Cruseilles, qui sont plus particulièrement en cause, sont moins aisément reconnaissables. Cela est dû au fait que le pli du Salève s'abaisse momentanément et subit même localement un ennoyage dans la Mollasse. De plus, les dépôts quaternaires très abondants ne laissent apparaître que peu d'affleurements des roches structurales. Ce n'est donc que par l'étude très détaillée du pays, marteau et clinomètre en mains, qu'il sera possible d'être renseigné sur la tectonique si remarquable de cette région. La géologie à distance, d'ailleurs souvent trompeuse, n'est que d'un faible secours. On nous pardonnera donc de présenter ici une description minutieuse mais un peu longue des accidents transversaux du Salève qui ont été contestés.

Décrochement de l'Abergement. Lorsqu'un décrochement n'a pas eu pour effet de séparer complètement les deux tronçons déplacés, ce n'est pas dans la région où ceux-ci sont encore contigus que les effets de la dislocation sont le plus sensibles, mais sur les flancs de ces tronçons. Pour étudier cet accident transversal, nous ne nous placerons pas à l'Abergement comme l'ont fait MM. Révil et Moret, mais bien sur les flancs des segments du pli, soit au SE, à Château Becon, et au NW, à Saint-Blaise¹. En montant de ce dernier village vers Lachenaz, les premiers affleurements que l'on constate sont ceux du Barrémien renversé, plongeant de 60° vers le SE; plus haut, les couches du Valanginien sont verticales, puis on les voit graduellement perdre leur inclinaison et devenir horizontales, à mi-distance entre Le Clerc et Lachenaz; de ce dernier endroit, et jusqu'au Château des Avinières, on peut observer la série horizontale de l'Haute-rivien et d'une partie du Barrémien. Nous nous trouvons donc en présence de la charnière d'un anticlinal déjeté qui n'est que la continuation du pli du Grand Salève et des Pitons et qui présente ici d'ailleurs les mêmes particularités, soit un jambage vertical ou renversé à couches étirées. Que trouve-t-on vers l'Ouest sur le prolongement de l'axe de cette charnière, dirigé du NE au SW? Tout d'abord au point de vue topographique, une vaste dépression, et au point de vue géologique une région mollassique dont les couches sont horizontales ou à peu près, ainsi qu'on peut le voir aux environs de Jussy, d'Andilly, dans le fond de la vallée des Usses sous Copponex et dans la partie inférieure du Nant de Saint-Martin. Le flanc déjeté et la charnière du pli du Salève s'interrompent donc brusquement et viennent

1. Voir dans JOUKOWSKY et FAVRE, *loc. cit.*, la carte géologique du Salève.

buter contre le complexe mollassique horizontal du bassin de Genève. Si l'on veut chercher le prolongement de ce jambage vertical, c'est beaucoup plus au Sud qu'on en trouve les traces. En effet, aux environs de Ronzier, on peut observer une épaisse série mollassique verticale ou même renversée, atteignant au moins 600 m. d'épaisseur, et plus au Sud-Ouest, dans la vallée des Usses, sous Féchy, ce même terrain apparaît avec une inclinaison de 65° vers l'Ouest. D'après les plongements visibles de la Mollasse, il est donc indéniable que le flanc vertical du noyau crétacé du pli du Salève se retrouve en profondeur et s'étend à peu près dans la direction de Pont des Petits Bois — Chez Jouvenet, mais il a subi, selon la ligne transversale Jussy-Pont des Petits Bois, un brusque déplacement vers le Sud, de 2 km. environ. Ce décalage est le fait des deux décrochements de l'Abergement et de Cruseilles qui convergent dans la direction du NW.

Pour observer les effets du décrochement de l'Abergement sur le versant sud-est du pli du Salève, il faut se placer sur le crêt mollassique de Château Beccon ou sur l'un des derniers mamelons barrémiens dominant Cruseilles au SE. En regardant la chaîne du Salève on remarque deux régions topographiques très différentes ; à l'Est d'une ligne jalonnée par Voiry-Brammeloup-l'Abergement, une pente assez forte, boisée ; à l'Ouest une étendue tabulaire de prairies, accidentées de petits mamelons couverts de broussailles. La pente boisée n'est pas autre chose que le flanc sud-est du pli du Salève, constitué, comme ailleurs, par le Barrémien plongeant au SE de 30° en moyenne et s'enfonçant sous le Sidérolithique qui forme une bordure s'étendant au NW de Brammeloup-Biolay et qu'on peut observer très facilement. Ces deux localités sont par contre déjà sur la Mollasse, recouverte en général par la moraine. La région tabulaire est constituée par le Barrémien à peu près horizontal et le Sidérolithique ; elle s'étend beaucoup plus au SE que la bande barrémienne du flanc du pli dont il vient d'être question. Si l'anticlinal du Salève n'avait pas subi de décrochement en ce point ou si, comme l'admettent MM. Révil et Moret, il avait ici sa terminaison périclinale, son flanc SE barrémien (très nettement indiqué encore au-dessus de Brammeloup, puisqu'il montre, jusqu'un peu au-dessous du sommet 1037 m., un plongement de 30°) devrait ou se poursuivre dans la direction de Cruseilles ou s'incurver vers l'Ouest ; la bande sidérolithique présenterait la même allure à l'extérieur des calcaires du Crétacé inférieur, et tout le territoire compris entre Brammeloup, le Château de Cruseilles et le Nord de Château Beccon devrait être constitué par la Mollasse. Nous venons de voir au contraire que sur toute cette étendue apparaît une série d'affleurements barrémiens, et on voit encore à 500 m. au SSE de Cruseilles, au voisinage de la taillerie de diamants, de très beaux affleurements de Sidérolithique. Ce brusque rejet du Barrémien vers le SE au delà de la ligne Abergement-Brammeloup ne peut être, croyons-nous, que la contre-partie de ce que nous venons d'observer sur le versant NW du pli.

Les particularités du décrochement, d'après les observations précé-

dentes, peuvent se résumer ainsi : tandis que le tronçon de l'anticlinal situé à l'E de la dislocation transversale montre très nettement son caractère de pli déjeté parce qu'il a été non seulement poussé vers le Nord, mais encore soulevé, le tronçon occidental, resté en place, ne laisse apparaître que le sommet très aplati de sa voûte qui émerge à peine de la Mollasse. La discontinuité entre les deux tronçons est évidente.

Décrochement de Cruseilles. L'ennoyage du pli sous le Tertiaire et l'abondance des dépôts quaternaires ne facilitent pas l'observation de cette dislocation. Cependant plusieurs faits permettent d'en affirmer la présence. Nous avons déjà signalé l'existence d'une puissante série mollassique fortement redressée ou verticale, s'étendant de chez Jouvenet à l'E de Ronzier et représentant le flanc ouest vertical du pli. Ses couches ont une direction NS ; si on les prolonge vers le N, on voit qu'elles viennent buter, dans la région de Pont des Petits Bois, contre la zone barrémienne du tronçon Abergement Cruseilles du pli qui est plus élevé et en même temps déplacé vers le Nord-Ouest. La trace du décrochement est indiquée par une falaise barrémienne, à regard ouest, dominant le tronçon occidental du pli ennoyé dans la Mollasse. Cette falaise est nettement visible en arrivant de Genève à Cruseilles par la route nationale, mais surtout sous les ruines du château de ce bourg. En ce dernier point, l'escarpement barrémien montre la tranche des couches qui ne plongent que de quelques degrés vers l'Ouest ; à son pied, soit 100 m. plus bas, dans le Nant de Saint-Martin, la Mollasse affleure avec le même pendage. Cette disposition ne peut être expliquée que par une dislocation transversale. Enfin, vers le SSE, de part et d'autre de la ligne qui prolonge la falaise du Château de Cruseilles, il n'y a pas de correspondance dans les terrains. Dans la région située à l'E de cette ligne, on observe d'abord le Barrémien et le Sidérolithique jusqu'un peu au delà de la taillerie de diamants, puis une petite dépression longitudinale et enfin le crêt mollassique de Château Becon dont les couches plongent de 10° vers le SE et sont dirigées du NE au SW. De l'autre côté de cette ligne, le Sidérolithique n'est pas du tout sur le prolongement de celui de Cruseilles — la taillerie de diamants ; il est déplacé de 1 km. environ, jusqu'au sud du Suet et se trouve en position anormale sur le prolongement direct du complexe mollassique de Château Becon. Ces affleurements du Suet se relieut d'ailleurs à une série d'autres qui se suivent jusque dans la vallée des Usses, immédiatement en amont de la cluse ; ils recouvrent le pied sud de la voûte barrémienne du tronçon Cruseilles-Pont de la Caille du pli du Salève. Donc à l'Est du plan de décrochement indiqué par la falaise du Château de Cruseilles, le flanc SE de la voûte barrémienne et sa couverture sidérolithique s'enfoncent sous la Mollasse selon une ligne courant approximativement de Voiry à la taillerie de diamants ; à l'Ouest de la dislocation, le prolongement de

ce flanc se trouve déplacé brusquement vers le SSE d'un kilomètre environ et il plonge sous le Tertiaire selon une ligne dirigée du Sud du Suet à l'entrée amont de la cluse des Usses. Ici encore, les traces du décrochement de Cruseilles sont manifestes.

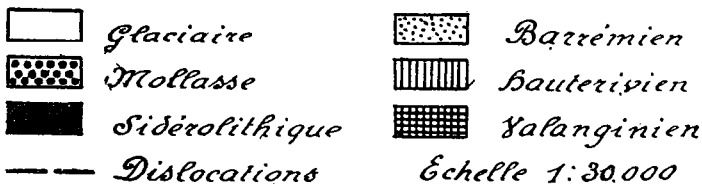
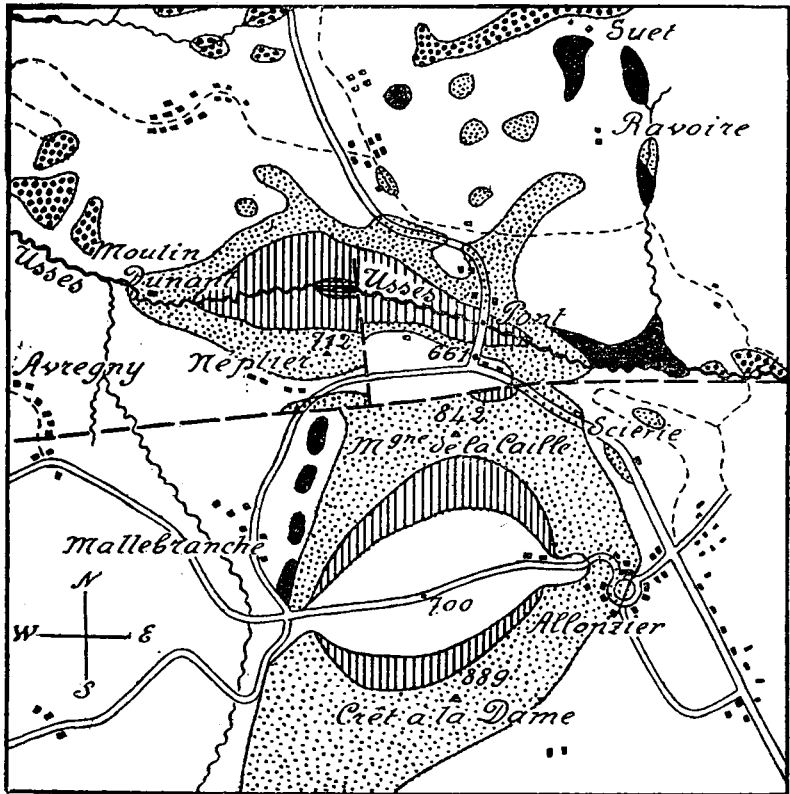


FIG. 1. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DU DÉCROCHEMENT DE LA CAILLE.

Décrochement de la Caille (fig. 1 à 3). Le plan de cette dislocation peut être déterminé avec assez de précision. On en voit les premières traces dans la partie amont de la cluse des Usses, sur la rive gauche de cette rivière. On peut observer en effet, un peu au-dessus de la route nationale, à mi-distance entre le Pont de la Caille et Allonzier,

à 70 m. au-dessus du thalweg, un affleurement de Barrémien se présentant sous la forme d'une petite paroi couverte de stries de glissement inclinées de 18° vers le SE. Cette disposition des stries est tout à fait conforme à la nature du décrochement de la Caille, seul entre tous ceux du Salève où la lèvre SW ait été soulevée par rapport à

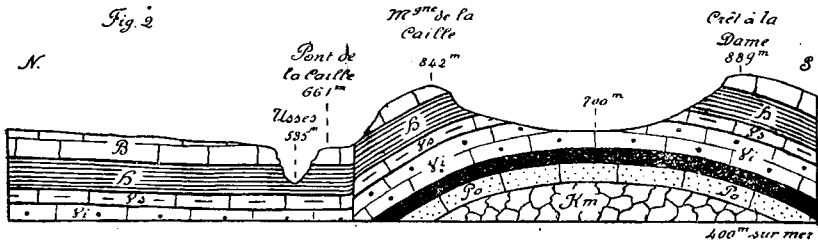


FIG. 2. — COUPE LONGITUDINALE DU PLI DU SALÈVE DANS LA RÉGION DU DÉCROCHEMENT DE LA CAILLE.

l'autre. Dans la direction de l'Ouest, dans la gorge même des Usces à peu près sous la scierie qui se trouve au bord de la route nationale, à l'entrée amont de la cluse, on peut toucher une superbe brèche de dislocation constituée par des blocs et des cailloux barrémiens, cimentés soit par de la calcite, soit par un grès siliceux roux lequel

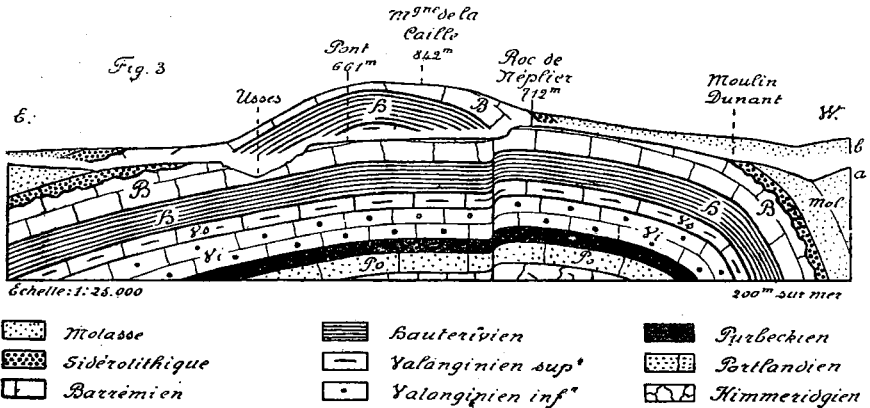


FIG. 3. — COUPES A TRAVERS LE PLI DU SALÈVE DE PART ET D'AUTRE DU DÉCROCHEMENT DE LA CAILLE,

est sans doute dû au Sidérolithique entraîné dans la zone de dislocation au moment de la rupture du pli en tronçons. La brèche, moins résistante que les calcaires barrémiens des deux lèvres du décrochement, a été érodée et a donné naissance à un couloir où passe un petit sentier utilisé sans doute par les douaniers ou par les contrebandiers. Ce couloir parallèle au cours des Usces en est éloigné de quelques dizaines de mètres. Plus à l'Ouest, à une cinquantaine de

mètres au sud de la culée du pont et au delà, un abrupt barrémien à regard septentrional jalonne la dislocation. On peut y observer les couches calcaires montrant leur tranche et plongeant de 25 à 30° en moyenne vers la cluse des Usses. Au pied de cet abrupt qui forme le versant nord de la montagne de la Caille, sous le Barrémien apparaît l'Hauterivien (fig. 2). On peut en effet toucher les calcaires roux glauconieux-gréseux de cet étage dans le premier petit affleurement qu'on rencontre sur le bord sud de la route nationale en venant du Pont de la Caille, à 100 m. environ de la culée sud de ce pont. Au même endroit, de l'autre côté de la route, les couches sont horizontales et constituées par les calcaires zoogènes blancs de la partie supérieure du Barrémien. Il y a là un contact anormal manifeste qui prouve indubitablement l'existence d'une dislocation transversale dont la lèvre méridionale est soulevée en ce point d'au moins 50 m. (fig. 2).

Le plan de décrochement court donc de l'Est à l'Ouest. Très rapproché du cours des Usses à l'amont de la cluse, il s'en éloigne graduellement et prend la direction du village d'Avregny. Les deux segments de l'anticlinal qu'il a déterminés sont non seulement déplacés dans le sens horizontal, mais encore, comme on le verra, différemment plissés. Avant de poursuivre, il est nécessaire de relever quelques erreurs de la Carte géologique à 1/80 000 (voir la figure 1 donnant un relevé plus exact). Sur le pied ouest de la montagne de la Caille, la limite du Crétacé et du Tertiaire est tracée beaucoup trop à l'Ouest. En effet, à la sortie occidentale de la vallée morte d'Allonzier-Mallebranche, au bord de la route, on voit le Barrémien plongeant de 35° vers l'Ouest s'enfoncer sous le Sidérolithique revêtant ici la forme de grès et de poudingues. Ce dernier terrain peut se suivre dans les prés sur une longueur de plus de 500 m. ; il forme une bande dirigée en gros vers le roc de Néplier (cote 712 m.). Le hameau de Mallebranche (dont le nom n'est pas indiqué sur la Carte géologique à 1/80 000, mais bien sur l'édition topographique plus récente), et le c_{II} du monogramme c_{II-III} sont donc sur la Mollasse et non sur le Crétacé. Un peu avant la petite dépression transversale dans laquelle sont situées les maisons de Néplier, cette bande de Sidérolithique est brusquement interrompue par le décrochement ; elle bute contre les calcaires barrémiens qui s'étendent bien au delà vers l'Ouest puisqu'on peut les suivre, en descendant le ravin de Néplier jusque dans le lit des Usses, en aval de la cluse. On y voit encore, au Moulin Dunant (maison non indiquée sur la Carte géologique, mais marquée sur l'édition topographique plus récente), le Barrémien plongeant de 32° vers l'Ouest. Le décalage des deux tronçons atteint donc pour le décrochement de la Caille une valeur de près d'un kilomètre. Ajoutons encore que la petite dépression transversale de Néplier ne montre pas de Mollasse ainsi que l'indique la Carte ; c'est une petite vallée morte, taillée dans les calcaires barrémiens horizontaux du sommet de la voûte du tronçon Cruseilles-Pont de la Caille ; son fond est recouvert de dépôts quaternaires.

Sur l'autre versant du pli du Salève, on peut observer la contre-par-

tie de ce qui vient d'être décrit. Sur la rive droite des Ussets, c'est-à-dire sur le tronçon du pli Cruseilles-Pont de la Caille, la Carte à 1/80 000 n'est pas d'une exactitude suffisante. Le lit du ruisseau coulant des maisons du Suet et de la Ravoire à la rivière laisse apercevoir le Sidérolithique ; tout le territoire situé plus à l'Est est constitué par la Mollasse plongeant de 15° à l'Est, et non par le Barrémien. A l'embouchure du ruisseau de la Ravoire, dans les Ussets, on peut observer une belle série de grès sidérolithiques dans lesquels s'intercalent des poudingues à gros éléments de calcaire barrémien et de silex ; leur pendage est le même que celui de la Mollasse. Ce n'est que plusieurs dizaines de mètres à l'aval qu'on peut voir sur le thalweg de la rivière la limite entre le Crétacé et le Tertiaire. Or, sur l'autre rive des Ussets, sur le plan vertical parallèle à l'axe du pli, passant par le ravin du ruisseau de la Ravoire, on trouve 70 m. plus haut des affleurements barrémiens, entre autres celui que nous avons signalé plus haut et qui montre un plan de glissement très caractérisé. Les couches sidérolithiques qui leur font face sur la rive opposée ne montrent aucune tendance à s'élever dans le sens axial du pli. En ce point donc, sur la lèvre nord du décrochement, le flanc barrémien du pli du Salève est à la fois affaissé et repoussé vers l'Ouest. La grande abondance de dépôts quaternaires de la rive gauche des Ussets ne permet malheureusement pas de voir, sur la lèvre sud la dislocation, où le Crétacé s'enfoncé sous le Tertiaire, et par conséquent d'estimer la valeur du rejet horizontal du décrochement.

Il reste à examiner l'asymétrie du pli de part et d'autre de la dislocation. La cluse des Ussets se prête à merveille au tracé d'une coupe du tronçon nord (fig. 3 a). Nous avons vu qu'à l'amont, la Mollasse et le Sidérolithique plongent de 15° vers l'Est ; le sommet de la voûte est constitué par des calcaires barrémiens parfaitement horizontaux ainsi qu'on peut le voir des environs du Pont de la Caille jusqu'au roc de Néplier. Cette petite éminence, par contre, est la lèvre soulevée d'une faille verticale de direction longitudinale et perpendiculaire au décrochement, à la rencontre duquel elle s'arrête net. Cette petite dislocation, qui rompt un peu la régularité de la voûte est déjà éteinte sur la rive droite des Ussets. Du roc de Néplier, les couches barrémiennes s'inclinent doucement vers l'Ouest et, au moulin Dunant, au point où elles disparaissent sous le thalweg des Ussets, elles ont un pendage de 32° W. Un peu en aval, la Mollasse accuse un plongement de 65° . Au N du décrochement, le pli du Salève a donc la forme d'une voûte très aplatie au sommet, à flanc E à pente très douce et à flanc W très fortement redressé. Immédiatement au Sud du décrochement, le pli possède une allure toute différente comme le montre la figure 3 représentant deux coupes parallèles à travers le pli, éloignées seulement de 300 m. et relevées de part et d'autre de la dislocation. La coupe 3 b passant par la montagne de la Caille montre que le sommet du pli n'est ici aucunement aplati ; son flanc E plonge de 25° , son flanc W de 10° d'abord puis au point où le Barrémien disparaît sous le Tertiaire de 35° .

En outre, de ce côté-ci de la dislocation transversale, on n'observe aucune répercussion de la faille longitudinale de Néplier.

En résumé, le décrochement du Pont de la Caille n'est pas seulement caractérisé par le refoulement vers l'Ouest du tronçon septentrional de l'anticlinal du Salève, mais par une asymétrie de plissement de part et d'autre de son plan. Il semble donc, comme nous l'avons déjà fait observer à propos du décrochement du Coin, que les phénomènes du plissement et de rupture transversale sont, tout au moins en partie, contemporains.

Cassure du Crêt à la Dame. La cassure limitant au Sud le Crêt à la Dame n'est indiquée que par un faible déplacement relatif de la retombée NW du pli, et l'on pourrait à la rigueur, interpréter les faits aussi bien par une déviation que par une cassure. Cette dernière interprétation nous semble plus en harmonie avec l'ensemble de la tectonique de la chaîne.

Décrochement de Sillingy. Si l'on examine, dans les environs immédiats de Chaumontet l'allure des couches du coteau de Poisy (ou coteau de Lovagny) et l'admirable coupe transversale de la montagne de la Balme, on constate que le prolongement vers le SW du jambage SE fortement incliné (60°) de la voûte de la Balme rencontre, dans le coteau de Poisy, des couches à peu près horizontales et en suivant les tranches de celles-ci partout où elles sont visibles, on voit qu'elles accusent dans leur ensemble, un léger plongement axial vers le NE. M. Moret¹ les a bien figurées ainsi dans sa coupe n° 1, p. 59. Mais si l'on se reporte au croquis de la page 56 où est marquée la trace de la coupe, l'extrémité occidentale de cette coupe tombe en plein dans le territoire où les terrains quaternaires reposent sur la Mollasse, ce qui n'est pas indiqué sur la coupe. En outre, pour la partie orientale de cette trace qui figure le flanc SE de l'anticlinal il faudrait, afin que la coupe fût conforme aux faits, dévier beaucoup cette trace vers le SE. Au voisinage de la Balme de Sillingy, à l'endroit où le jambage NW du pli de la Balme est nettement jalonné par du Barrémien très fortement incliné, on voit un lambeau de ce Barrémien plaqué sur la tranche de couches plus anciennes à peu près horizontales. Ce lambeau barrémien semble bien être le témoin d'un retroussement de la lèvre NE du décrochement, le long d'une fracture dont la direction ne peut être définie qu'en gros, et qui n'est pas nécessairement verticale comme le figure M. Moret dans sa coupe n° 1 (*loc. cit.*). Le relèvement axial du pli de la Balme à Mandalaz peut aussi bien être dû à un obstacle situé en profondeur qu'à un pli transversal faillé dont l'existence ne peut guère être démontrée. Il faudrait pouvoir consta-

1. L. MORET. Description géologique de la montagne de Mandalaz. *Revue savoisienne*, année 53, p. 52-76. Annecy, 1912.

ter quelque part les traces de son flanc SW dont les couches devraient plonger vers le SW. Or nous avons montré plus haut que là où les terrains crétacés sont visibles immédiatement au SW de la fracture, à Chaumontet, elles s'inclinent au contraire légèrement vers le NE et c'est d'ailleurs ainsi que M. Moret les dessine dans sa coupe n° 1.

De telles ondulations de l'axe du pli s'observent en plus d'un point du Salève et aux Pitons. Nous croyons donc que la curieuse disposition tectonique de la tête de Mandalaz et du coteau de Poisy ne peut pas être expliquée par un pli transversal faillé suivant sa ligne de faite, mais bien par un décrochement. Nous trouvons d'ailleurs dans la note de M. Moret les passages suivants relatifs à « la montagne de la Balme autrement dit Mandalaz » :

P. 53 « Maillard est le premier qui en 1889 ait étudié la région. Après en avoir donné les principales coupes, il l'interprète comme un chaînon du Salève, déjeté à l'Est par l'action de deux décrochements parallèles. Nous verrons plus loin que cette manière de voir paraît correspondre à la réalité pour la faille de la Balme ; il n'en est pas de même pour celle d'Allongier.

P. 73 « C'est ce qui explique la faille, ainsi que le rejet NO qu'on y constate..... Il faut gravir l'abrupt de Mandalaz par le chemin qui part de Chaumontet pour arriver à la carrière d'Hauterivien. De ce point, il est facile de voir, comme le dit M. Schardt « que la montagne de la Balme a subi un mouvement horizontal du SE au NW, elle paraît comme arrachée de sa continuation naturelle, la colline de Lovagny, qui fait à peine saillie au-dessus de la Mollasse ».

Tout récemment enfin, en 1921¹, M. Moret dit encore :

« La faille qui sépare la colline de Poisy de la Pointe de la Balme a provoqué un décrochement très net déjà signalé par Maillard ».

Le décrochement de Sillingy ne semble pas faire de doute pour l'auteur. A-t-il changé d'avis depuis? Cela semble résulter de la note de MM. Révil et Moret citée plus haut.

En résumé les décrochements du Coin et de Pomier (Salève et Pitons) sont évidents non seulement pour un géologue mais pour quiconque les observe avec le simple bon sens géométrique. D'autre part les décrochements de l'Abergement, de Cruseilles et de la Caille sont indiscutables pour un géologue qui est allé voir les terrains préquaternaires partout où ils affleurent dans la région. Il nous semble donc logique d'adopter l'explication la plus simple pour une série d'accidents qui font de l'ensemble de la chaîne Salève-Poisy un tout harmonique, dont la tectonique a

1. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 25, n° 143, p. 2. Paris, 1921.

été commandée par une seule et même loi, très générale dans le Jura, comme il a été dit au début de cet article.

Nous rappelons pour terminer que nous ne prétendons nullement que la zone anticlinale qui s'étend de Lovagny à Etrembières ait été sectionnée par des mouvements postérieurs à sa formation. Nous croyons que les cassures transversales se sont produites dès le début du plissement et que les différents compartiments se sont comportés différemment de part et d'autre de ces cassures.

LE HOULLER DANS LES VOSGES MOYENNES

PAR J. Jung¹.

Il existe, dans les Vosges moyennes, un grand nombre de lambeaux de terrain houiller reposant en discordance sur le socle cristallin, déjà abrasé, de la chaîne hercynienne. Ces lambeaux sont étroitement groupés dans un domaine compris entre Colroy-la-Grande, près de Saint-Dié, à l'Ouest, Baden et Gengenbach, dans la Forêt-Noire, à l'Est, le Val-de-Villé, au Nord, Roderen et Saint-Hippolyte, au Sud.

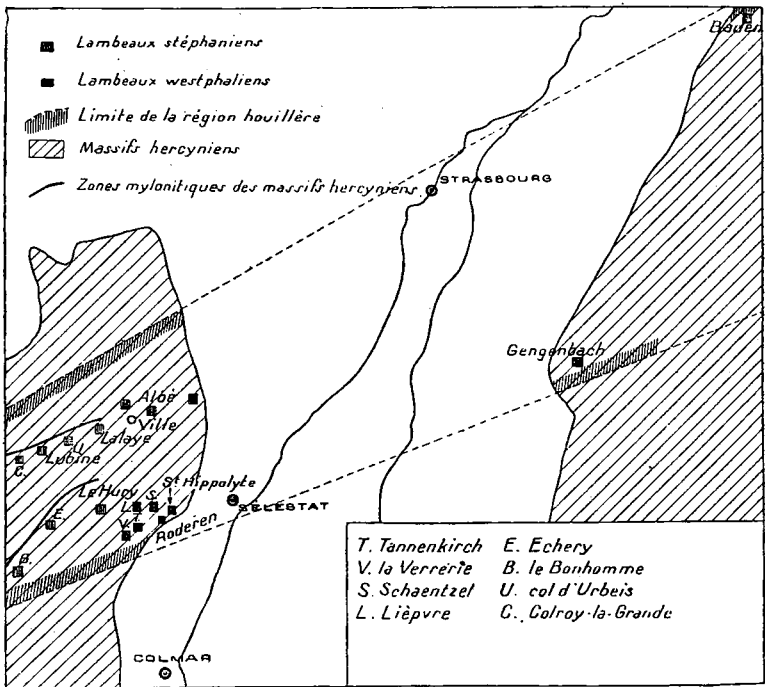


FIG. 1. — RÉPARTITION DU TERRAIN HOULLER DANS LES VOSGES.

Les sédiments qui les constituent ne montrent pas de variations de faciès indiquant l'existence de bassins de sédimentation indépendants. On peut donc admettre, avec Élie de Beaumont, qu'ils constituent les témoins d'une formation autrefois continue, les restes d'un bassin houiller analogue à celui de Ronchamps, mais que l'érosion permienne aurait presque entièrement détruit.

1. Note présentée à la séance du 3 Novembre 1920.

Les travaux de l'abbé Boulay ¹, et ceux plus récents de Sterzel ², ont montré que ces lambeaux appartiennent à des niveaux différents, s'échelonnant sur toute l'étendue de la période houillère.

Couches de Saint-Hippolyte et de Roderen. — D'assez nombreuses empreintes végétales ont permis à l'abbé Boulay de rapporter de Saint-Hippolyte et de Roderen à la base des couches productives du bassin houiller franco-belge, c'est-à-dire au Westphalien moyen. La révision de cette flore par Sterzel a confirmé ce diagnostic, en les parallélisant avec les niveaux inférieurs ou moyens de l'étage de Sarrebruck.

Couches du Hury. — L'âge des formations du Hury, par contre, est moins bien connu. La flore, extrêmement pauvre, que livrent les schistes grossiers qui constituent ce petit affleurement, montre, d'après l'abbé Boulay, la coexistence de caractères westphaliens et stéphaniens ; il appartiendrait à l'étage de Rive-de-Giers. Malheureusement, cette attribution résulte de la détermination d'un nombre très petit d'espèces végétales et ne peut être considérée que comme une simple approximation.

Couches de Lalaye et couches de Lubine. — Les couches de Lalaye ont été parallélisées par l'abbé Boulay avec l'étage de Rive-de-Giers. Mais les découvertes ultérieures de plantes fossiles ont conduit Sterzel à considérer ces couches comme plus récentes et à en relever le niveau jusqu'à celui des couches supérieures d'Ottweiler. Les couches de Lalaye seraient donc approximativement du même âge que celles du lambeau voisin de Lubine, qui, d'après l'abbé Boulay, seraient l'équivalent du niveau moyen de Saint-Étienne.

Couches d'Albé. — Le lambeau d'Albé, enfin, est formé par des couches de passage, à caractère intermédiaire entre le Carbonifère et le Permien. Ces couches appartiennent, d'après l'abbé Boulay, à l'extrême sommet du Stéphanien : on les trouve, en effet, immédiatement au-dessous d'arkoses à *Callipteris conferta* qui constituent, suivant la classification adoptée en France, la base de l'étage permien.

Mais le caractère de la flore des couches d'Albé justifie également l'opinion de Sterzel, suivant laquelle ce niveau appartient

1. BOULAY. Recherches sur le terrain houiller des Vosges. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, XX, 1, 1879.

2. STERZEL. Die Carbon u. Rothliegendestfören im G. H. Baden. *Mit. Bad. Land.* V, 347, 1907.

non au Carbonifère, mais au Permien. Les couches d'Albé seraient, en effet, du même âge que les couches d'Oppenau qui, suivant l'échelle stratigraphique adoptée par les géologues allemands, constituent le terme le plus ancien des formations du Grès Rouge.

Nous suivrons, ici, l'opinion de l'abbé Boulay, conforme à la définition de l'étage Stéphanien, mais en insistant, cependant, sur le faciès mixte, à la fois houiller et permien, de ce niveau. On verra plus loin que les conditions paléogéographiques locales rattachent plutôt les couches d'Albé au Permien qu'au Carbonifère.

Le tableau suivant résume ces considérations, en parallélisant les conclusions de l'abbé Boulay et celles de Stertzel :

Stratigraphie du Houiller des Vosges

d'après Boulay (1879)		d'après Stertzel (1907)	
Permien.....	Couches à <i>Callipteris conferta</i>	Albé (= Erlenbach....)	} Permien
Saint-Étienne.....	{ Albé Lubine	Lalaye (= Laach).....	
Rive-de-Giers....	Lalaye Le Hury		
Westphalien sup..		St-Hippolyte (= St-Pilt)...	} Sarrebruck
Westphalien moy..	St-Hippolyte		
Westphalien inf..			
Dinantienplissement hercynien.....		Culm

Les relations de ces lambeaux avec la couverture permo-triasique sont très diverses. Tandis que dans la région de Saint-Hippolyte, le Westphalien, plaqué sur le granite, est directement recouvert, en discordance, par les grès du Trias, les dépôts stéphanien, situés plus au Nord, sont affectés par des failles, qui les encastrent profondément dans le substratum cristallin, recouvert par les formations permien. Quant aux couches d'Albé, elles sont concordantes avec le Permien, débutant, ici, par les arkoses de base à *Callipteris conferta*.

On peut résumer ces conditions de gisement, assez complexes, en disant que la formation houillère se rattache par ses niveaux inférieurs au socle hercynien plissé et par ses niveaux supérieurs, à la couverture horizontale permo-triasique.

Paléogéographie du Houiller, avant les mouvements stéphanien. — Les couches westphaliennes sont représentées par les lambeaux de Roderen et de Saint-Hippolyte, auxquels il faut

assimiler, sans doute, bien qu'ils ne contiennent pas de fossiles, les affleurements voisins de Tannenkirch, du Schaentzel et de la Verrerie. Elles sont formées par des conglomérats et des graviers à stratification entrecroisée, alternant avec des arkoses et avec des schistes, chargés de lits de houille. Cette sédimentation trahit un régime de lacs et de deltas.

Nous ignorons quelle était l'extension de cette dépression vers le Sud, puisqu'aucun dépôt n'y a été conservé. Mais vers le Nord, on voit ces conglomérats devenir plus grossiers. A Lièpvre; au Pré-Gréville, près du Hury, les amoncellements, à peine stratifiés, de blocs de roches cristallines, qui constituent la base des dépôts, indiquent que l'on approche, ici, de la limite septentrionale de la dépression westphalienne.

Les formations du Stéphanien montrent, par rapport à celles du Westphalien, une certaine transgression vers le Nord : le lambeau du Hury correspond à la base de l'étage de Rive-de-Giers, ceux de Lubine et de Lalaye, au niveau moyen de Saint-Étienne, les affleurements de conglomérats et d'arkoses du Bonhomme, d'Échery, du Col d'Urbeis, de Colroy-la-Grande sont sans doute du même âge.

L'abondance des fragments de schistes sériciteux dans tous ces sédiments constitue un indice précieux qui permet de reconstituer les traits saillants de la paléogéographie de la région au Stéphanien. En effet, ces schistes, connus dans la géologie locale sous le nom de *Schistes de Villé*, ont leurs affleurements strictement cantonnés au Nord de la région houillère. Les cours d'eaux, qui charriaient les matériaux des conglomérats et des arkoses, descendaient donc de hauteurs situées au Nord du Val-de-Villé et se dirigeaient vers le Sud, c'est-à-dire vers la dépression de Saint-Hippolyte.

Le régime de la sédimentation a donc été approximativement le même pendant toute la période comprise entre le Westphalien moyen et le Stéphanien supérieur. Le trait essentiel de la paléogéographie de cette époque est l'existence d'une dépression dans la région de Saint-Hippolyte et de cours d'eau descendant de terres émergées situées au Nord de la région houillère. L'âge de plus en plus récent des dépôts, à mesure que l'on s'éloigne de la dépression westphalienne, indique une transgression continue, vers le Nord, au cours de cette partie du Carbonifère.

Mouvements orogéniques stéphanien. — Ce régime, cependant, ne dura pas pendant toute l'époque houillère. Au cours du Stéphanien supérieur, d'importants mouvements du sol

aboutirent à l'abrasion presque complète des sédiments qui venaient de se déposer et à l'établissement d'un nouveau régime de sédimentation, à caractère déjà permien. Après le dépôt des couches de Lalaye, mais avant la formation du niveau d'Albé, un vaste bombement du sol, accompagné d'effondrements locaux, souleva la région de Saint-Hyppolyte, tandis qu'une dépression s'établissait sur l'emplacement du Val-de-Villé.

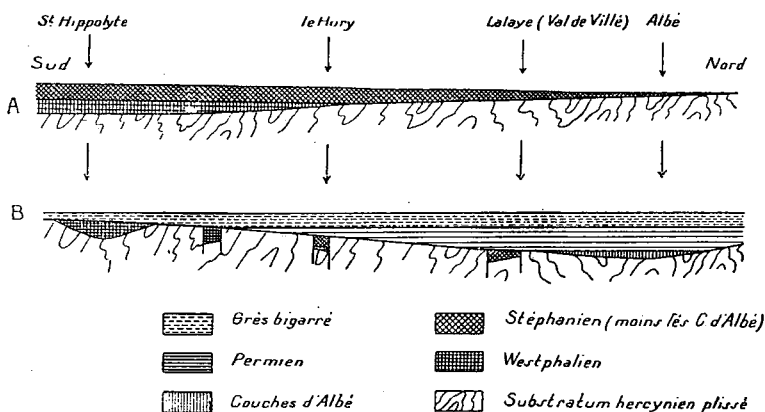


FIG. 2. — RECONSTITUTION DU BASSIN HOULLER DES VOSGES MOYENNES.
a, avant les mouvements stéphanien ; b, après le dépôt du Grès Bigarré.

Ainsi, par une sorte de mouvement de bascule, l'ancienne dépression westphalienne se trouva soumise à l'érosion, tandis que se créait, plus au Nord, un bassin de sédimentation nouveau, origine du futur bassin permien de Saint-Dié et de Villé.

Nous savons peu de choses sur la nature des mouvements orogéniques ayant provoqué ce changement de régime.

L'exiguïté des affleurements ne permet qu'exceptionnellement de voir des couches plissées ; plus généralement, les lambeaux de Houiller sont affectés par un réseau serré de failles, dont l'âge carbonifère est bien établi, car ces accidents n'affectent pas le Permien.

Il est probable que l'allure particulière de cette tectonique tient à ce que, en fait, nous ne connaissons pas les accidents du massif houiller lui-même, qui a été enlevé par l'érosion, et qui a sans doute été plissé comme le Houiller l'est partout ailleurs ; nous ne voyons que son substratum cristallin, pinçant seulement par-ci, par-là, quelques lambeaux de sédiment. La rigidité de ce substratum n'a sans doute pu permettre que des cassures.

On peut signaler cependant, le rôle actif que jouèrent, alors, à

nouveau, les vieux accidents tectoniques hercyniens. Le grand nombre de lambeaux de Houiller qui jalonnent l'emplacement des zones mylonitiques d'Urbeis et de Lièpvre¹, témoignent de l'instabilité particulièrement grande que présentait en ces points l'écorce terrestre.

Aussi, peut-on considérer ces mouvements stéphaniens, comme une phase orogénique posthume du paroxysme post-Dinantien.

La tectonique stéphaniennne des Vosges paraît, dans ses grandes lignes, comparable à celle du Massif Central. Il n'existe, sans doute, qu'une simple différence d'échelle entre le grand *Che-nal houiller* d'Auvergne et l'alignement des lambeaux jalonnant nos zones mylonitiques. La rareté apparente des plissements dans le Houiller des Vosges, opposée à leur fréquence dans celui du Massif Central, ne tiendrait qu'aux dimensions beaucoup plus petites des lambeaux qui nous restent, coincés dans un substratum cristallin plus propre à se casser qu'à être affecté par des plis.

Paléogéographie du Houiller et du Permien après les mouvements stéphaniens. — A la suite de ces mouvements, les régions nouvellement soulevées furent débarrassées par l'érosion de leur couverture houillère ; seuls subsistèrent des témoins faillés et parfois plissés tels que nous en voyons aujourd'hui.

D'autre part, dans la dépression qui venait de se former sur l'emplacement du Val-de-Villé, commença un nouveau cycle de sédimentation, qui se poursuivra pendant toute la période des Grès Rouges. Immédiatement sur le substratum cristallin, se déposèrent les couches d'Albé, dont la flore est celle de l'extrême sommet du Stéphanien. Ces couches sont constituées, à la base, par des arkoses, des schistes et de la houille ; mais les sédiments, changeant progressivement de nature jusqu'au sommet, indiquent qu'il se produit, à ce moment, une variation de climat. La sédimentation grossièrement détritique fait place à des dépôts fins, de caractère lagunaire et saumâtre : des argiles schisteuses, des dolomies, des calcaires siliceux, montrant, en lame mince, des sections d'Ostracodes.

Le faciès lagunaire de ces couches semble avant-coureur du caractère désertique du Permien qui les recouvre en concordance.

Nous avons rejoint, ainsi, l'histoire, déjà connue², du bassin

1. J. JUNG. La tectonique hercynienne des Vosges. *CR. de la XIII^e session du Congrès géologique international*. Bruxelles, p. 541. 1922.

2. BENERE et v. WERWECKE. Ueber das Rothliegende der Vogesen. *Mit. Els. Lothr.*, III, 45, 1890.

permien de Villé : le Permien inférieur, transgressif, déborde de toutes parts sur les couches d'Albé ; les dépôts du Permien moyen, ceux du Permien supérieur, s'étalant sur des étendues de plus en plus vastes, atteignent les lambeaux de Schaentzel et du Hury ; les grès triasiques, enfin, encore plus largement transgressifs recouvrent les couches westphaliennes de Saint-Hippolyte et de Roderen, préservant, ainsi, d'une abrasion complète, les témoins isolés qui ont fait l'objet de cette étude.

Il y a donc lieu de diviser le Houiller des Vosges en deux ensembles distincts : d'une part les couches westphaliennes et stéphanienne plus anciennes que les couches d'Albé et qui ont une paléogéographie et une tectonique propres, indépendantes de celles des autres terrains ; d'autre part les couches de transition d'Albé, du sommet du Carbonifère supérieur, qui participent déjà du régime permien, tant par leur faciès que par leur localisation.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE DANS LA VALLÉE DE L'OISE

PAR **Étienne Patte** ¹.

Depuis longtemps, nous avons eu l'idée d'étudier la vallée de l'Oise au triple point de vue alluvions, faune et industrie préhistoriques. Bien que persuadé de ses lacunes et de ses imperfections, nous nous décidons aujourd'hui à donner un premier travail sur cette question que nous ne sommes pas prêts d'abandonner car elle exige encore de longues et patientes recherches. L'étude de l'Oise exige celle de rivières voisines ou affluentes; nous nous excusons de ne nous occuper aujourd'hui que de l'Oise prise brutalement dans son acception purement nominale de sa source à son union à la Seine; nous laissons ainsi de côté des questions qui en sont pourtant inséparables et réunissons des fragments du cours de l'Oise jadis indépendants; mais l'état d'avancement de nos recherches nous conseille cette limitation presque arbitraire.

Nous appelons l'attention sur plusieurs difficultés que l'on rencontre dans ces études. Tout d'abord, les exploitations sont très clairsemées, les observations stratigraphiques sont toujours délicates et de plus les trouvailles rares, il faut revenir longtemps dans certains gisements pour pouvoir les interpréter complètement. Ensuite, en plus des difficultés matérielles de nivellement, il est difficile d'évaluer l'altitude maxima atteinte par une formation alluviale, de même que le creusement maximum.

a, les parties les plus élevées peuvent être cachées,

b, elles peuvent avoir été érodées,

c, leur hauteur relative par rapport à la vallée actuelle est un problème délicat, la définition de l'étiage est même sujette à contradiction; nous adopterons *l'altitude relative par rapport à la partie la moins élevée de la basse plaine alluviale* que, pour abrégé, nous nommerons *plaine inondable*, son niveau peut cependant varier par rapport à la rivière et présenter des inégalités, mais celles-ci sont faibles, de l'ordre des autres erreurs, et cette surface n'a pas été modifiée par l'homme comme le profil du cours d'eau qui dans ce genre de vallée est des plus artificiels.

d, il est souvent difficile de choisir le niveau supérieur de l'alluvion, le loess d'origine éolienne ne doit pas être confondu avec

1. Note présentée à la séance du 17 novembre 1924.

les formations fluviales sous-jacentes, mais dans certains cas concrets, un lœss non stratifié passe insensiblement à un limon lœssique lité ; celui-ci est-il une formation fluviale ou de ruissellement ?

C'est une question presque toujours insoluble. Une difficulté analogue surgit dans l'interprétation du cailloutis de l'ergeron sous-jacent ; elle est souvent insoluble.

e, l'épaisseur des formations subaériennes est connue dans les carrières, mais lorsque celles-ci manquent, on est absolument sans renseignements, car elle est des plus variables, ainsi que d'Archiac dès 1843 (p. 178) le reconnaissait pour la vallée de l'Oise elle-même.

f, hors des exploitations, par la connaissance du sol, il n'est pas toujours facile de reconnaître s'il s'agit de formations caillouteuses éluviales (silex de la craie ou galets de sables éocènes), ou de ruissellement (cailloutis de base de l'ergeron), ou alluviales

g, dans une coupe, la rubéfaction superficielle peut simuler ou au contraire dissimuler des ravinements des couches par d'autres ; une rubéfaction de profondeur peut faire croire à l'existence de deux niveaux. Avec beaucoup d'attention, ces difficultés sont généralement levées [La ballastière de La-Croix-Saint-Ouen en donne un bel exemple, voir *infra*].

h, dans la recherche du creusement maximum atteint à une époque, il faudrait connaître une coupe transversale complète de la vallée ; un sondage, une carrière peuvent soit atteindre un haut-fond ou une ancienne île, soit être trop éloignés de l'ancien cours.

i, sur les pentes, les cailloux et sables alluvionnaires ont glissé et bavent sur les terrains situés plus bas.

k, il peut parfois y avoir doute sur l'attribution de sables ou de glaises aux alluvions ou au substratum, lorsque les exploitations ne font que les effleurer.

Avant de commencer notre étude, nous préciserons les coupures archéologiques que nous emploierons. Les termes chelléen et acheuléen pris dans leur acception courante sont excellents, mais le second ne devrait pratiquement être considéré que comme une sous-époque du premier. En présence d'une nombreuse série de pièces on peut à l'aide de la technologie décider si l'on est en présence de l'un ou de l'autre, mais il faut de nombreux échantillons, plus que l'on en possède généralement d'un seul gisement et le coefficient personnel d'appréciation peut jouer un si grand rôle qu'il vaut mieux la plupart du temps ne pas chercher à préciser lorsque l'on ne possède pas de faune ; le chelléen

est accompagné de la faune chaude, *Elephas antiquus*, *Hippopotamus amphibius*, l'Acheuléen d'*Elephas primigenius* ; au fond ces deux termes pourraient, sans inconvénient, être confondus archéologiquement de même que l'on parle de Chelléen venant soit des Hauts soit des Bas niveaux ; il suffirait de préciser Chelléen à *Elephas antiquus* ou Chelléen à *Elephas primigenius*, quitte à parler au point de vue archéologique de Chelléen à faciès acheuléen, lorsque les considérations technologiques le permettraient. Bien que renfermant des coups de poing¹, le Moustérien est bien séparé du Chelléen, les formes elles-mêmes de ces instruments (coups de poing triangulaires et cordiformes à faciès particulier) sont elles-mêmes, la plupart du temps, faciles à reconnaître, ces outils sont associés à des éclats taillés d'une façon spéciale (éclats Levallois) d'où dérivent des pointes et racloirs bien reconnaissables. Depuis la découverte d'industrie moustérienne à faune chaude à Grimaldi et dans la Somme, on est amené à plus de prudence, mais dans le Nord de la France, jusqu'à présent, même la plupart des éclats vraiment moustériens se laissent distinguer de leurs devanciers contemporains de la faune chaude. Le Moustérien, en outre, est caractérisé parfaitement par l'apparition du *Renne*. Nous n'aurons pas à nous occuper des subdivisions de l'âge du Renne proprement dit des archéologues. Quant au terme néolithique, il comprendra, suivant l'usage, les niveaux ou faciès campignyens et robenhausiens.

Nous ne pourrions malheureusement pas étudier partout la corrélation des faunes, des industries et des formations ; nous n'avons trouvé ni documents archéologiques en amont de Tergnier, ni restes paléontologiques en amont de Guise, cette absence d'industrie est assez inexplicable, les cailloux charriés sont d'assez faibles dimensions, les pièces taillées devraient être plus faciles à apercevoir, on ne peut invoquer leur destruction, car à Viry-Nouveau les cailloux ne sont pas plus gros et d'autre part tous les restes n'auraient pas dû être détruits ; on ne peut songer non plus à l'absence de l'homme en ces pays, car les traces d'industrie moustérienne dans le bassin de la Serre, en particulier dans la région de Veruins, sont nombreux et se retrouvent aussi près de Bohain.

Nous exposerons nos observations et remarques en remontant vers la source et examinerons successivement les tronçons sui-

1. Il nous arrivera de citer d'après G. et A. de Mortillet [1900] du « Chelléen ou de l'Acheuléen », le Moustérien inférieur à coups de poing n'ayant pas été distingué par ces auteurs, il peut donc s'agir également de ce niveau.

vants : de la Seine à la Serre, les environs de la Fère, de la Serre à Guise, les environs de cette ville, enfin de Guise à la source¹.

TRONÇON DE CONFLANS-SAINTE-HONORINE A LA SERRE.

Hauts-niveaux. Les alluvions les plus élevées que l'on puisse signaler sont : 1° celles du plateau entre Fragny et Neuville atteignant + 51 m. (= Oise + 29 m.) signalées par la Carte géologique, mais dont nous n'avons pas retrouvé traces; 2° celles de la plaine de Saint-Martin comprises dans la boucle de l'Oise entre Pontoise et Cergy, atteignant près de la route + 50 m. (= Oise + 28 m.) que ne mentionne pas la Carte mais que nous avons reconnues d'après la nature très nette du sol; 3° celles beaucoup plus intéressantes à l'E du cimetière de Chambly, le sol y atteint + 60 m. (= Oise + 30 m.), il faut retrancher 3 m. de loess ou un peu moins, les alluvions s'élèvent donc à (Oise + 27 m. ou 28 m.). Ces alluvions peuvent être assimilées aux *hauts-niveaux* de Belgrand. Seule la carrière de Chambly donne des renseignements archéologiques mais je n'en connais pas de faune; la coupe est la suivante :

4 m. 80 de lehm, y compris 0,30 de terre végétale,
ligne de cailloutis avec industrie moustérienne,

1 m. 20 de lœss, sableux et stratifié sur une épaisseur de 0,30 à la base,
4 m. de graviers, sable et cailloux fluviatiles avec coups de poing chelléens (Coll. Dufossé à Chambly), la craie se rencontre très rapidement au-dessous; l'épaisseur diminue, elle n'est plus que de 2 m. dans la partie S de la carrière.

Les coups de poings des graviers, à patine fauve et roulés ont des formes grossières de Chelléen proprement dit, la forme la plus fine est une limande ovulaire assez épaisse; ils reposeraient parfois sur la craie.

Le cailloutis a donné, avec deux coups de poing en quartzite, ovulaires, de type plutôt moustérien, une jolie pièce lancéolée à talon, à belle patine blanche (Coll. Dufossé) dont le type rappelle surtout l'Acheuléen; étant donné l'altitude et la similitude de gisement, on pourrait être tenté de considérer le lœss comme un lœss ancien, acheuléen, mais il a exactement le même faciès que le lœss moustérien bien identifié de la région et ce type de coup de poing se trouve, bien qu'assez exceptionnellement, dans le Moustérien; nous l'avons retrouvé (Coll. Thiot) venant du lœss moustérien d'Allonne près Beauvais et du gisement de la Justice de Bracheux qui est nettement moustérien²; les déblais du lœss de Chambly m'ont fourni un éclat Levallois,

1. Le lecteur désirant nous suivre en détail pourra le faire sur la Carte géologique, quelques points spéciaux seront indiqués en coordonnées du carroyage des plans directeurs au 1/20 000 publiés à l'occasion de la Guerre.

2. Un coup de poing bien voisin, venant de Bracheux est figuré par Baudon [1908, fig. 12].

à partie un peu plus bleutée que la pièce lancéolée, mais qui peut cependant appartenir au même niveau et indiquerait donc le Moustérien. Nous rapportons, au moins provisoirement, le lœss des hauts-niveaux de Chambly au Moustérien ; quant aux alluvions de ce niveau, elles sont chelléennes.

Bas-niveaux. Il existe une autre série d'alluvions, celles-ci beaucoup plus abondantes, qui ne s'élèvent tantôt qu'à 3 m. 50 mais qui peuvent atteindre 15 m. au-dessus de la plaine inondable, enfin se trouvent les alluvions de cette plaine elle-même qui s'élèvent parfois progressivement jusqu'aux niveaux précédents. Ces formations présentent à peu près toujours le même motif : Chelléen ou Acheuléen raviné par du Moustérien ¹, si bien qu'*a priori*, étant donné les caprices du ravinement, on ne peut prévoir par extension ce que donnera une carrière. Les restes de Mammifères et d'industrie n'y sont pas rares et nous avons pu suivre quelques bonnes coupes.

Cergy ². Cergy, gisement aujourd'hui classique [Laville, Rutot, etc.], atteint + 30 m. (= Oise + 8 m.) à la carrière Simonin où la coupe est malheureusement cachée par les éboulis. Plus en amont, les alluvions paraissent élevées de 15 m. environ au-dessus de la plaine inondable. Du Chelléen typique y existe, attesté par la forme des instruments roulés et à patine fauve et surtout par la faune : *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus* (?) et *Corbicula fluminalis* ; la plupart des restes animaux ont été recueillis par des ouvriers et c'est ainsi que doit s'expliquer la présence vraiment anormale de *Cervus tarandus* (?) signalée par Laville [1910 (4)] dans ce niveau (couches II) ; c'est à tort qu'*Equus Stenonis* est signalé à Cergy, la dent figurée [Laville, 1910 (2), fig. 3] appartient à un véritable *Equus caballus* ; la présence d'*E. asinus* est par contre certaine, nous en possédons une dent bien fossile mais de niveau inconnu. C'est probablement du niveau inférieur que vient une dent (m³i) de *Cervus (Dama) cf. somonensis* que M. Boule a bien voulu déterminer.

Le Chelléen est raviné par les couches III et IV de Laville qui sont moustériennes par leur industrie [Laville, 1898, fig. 2] et leur faune, *Elephas primigenius* et dont vient probablement le Renne signalé plus haut.

Grâce à l'amabilité extrême de M. M. Simonin et de M. Laville, nous avons pu étudier de bonnes séries ; les types chelléens ont tous une patine et une conservation spéciale, les pièces moustériennes peuvent au contraire être sans patine ou à patine d'un blanc bleuté, roulés ou non ; il existe de vraies formes moustériennes bien retou-

1. C'est la superposition observée depuis longtemps à Chelles et aux environs de Paris (Billancourt) [Boule, 1892, p. 433 ; Haug, 1908-1911, p. 1808-1809].

2. Lorsque se déposèrent les alluvions de 30 m., le plateau séparant la Seine de l'Oise, au S de Pontoise, ne devait pas être sensiblement plus élevé qu'aujourd'hui et submergé en partie ; les roches éruptives du Morvan trouvées à Cergy dans les bas niveaux ont pu ainsi passer facilement d'une vallée à l'autre.

chées, non comparables aux pièces moustériennes contemporaines de la faune chaude dans la Somme.

La coupe dans la carrière Lallier est assez difficile à paralléliser avec la précédente, nous avons pu, un jour où la partie N de l'exploitation était particulièrement nette, reconnaître un ravinement très net des graviers et sables inférieurs par des graviers et cailloux supérieurs ; mais nous possédons d'ici des pièces moustériennes de même patine que des coups de poing chelléens et aussi roulés ; nous ne nous attarderons pas à cette coupe, elle est moins instructive que celle de la carrière Simonin et n'est pas en contradiction avec elle.

Dans les deux cas, les alluvions, épaisses de 5 m. environ, reposent sur l'Éocène.

Éragny. Sur la R. G. les ballastières d'Éragny [Laville, 1908, fig. 1 ; 1910 (5)] atteignent le même niveau que Cergy, mais elles comprennent une épaisseur assez forte de limon qui nous paraît devoir être considéré comme un équivalent du lœss. Laville a signalé la découverte d'un coup de poing « chelléen », mais cet auteur n'a jamais séparé les types chelléens des moustériens. Nous ne connaissons qu'*Elephas primigenius* à lamelles très serrées du type sibérien et avons recueilli, venant des graviers et cailloux inférieurs 2 nucléus moustériens utilisés en pseudo-coup de poing. Toute la masse nous paraît moustérienne ; c'est dans les limons supérieurs que les Marmottes, que M. Lery et nous, avons trouvées, creusaient leurs terriers ¹.

L'Isle Adam. Les ballastières en lisière du bois de Cassan atteignent + 35 m. (= Oise + 5 m.) et ces alluvions s'élèvent même à (Oise + 10 m.), elles doivent être assimilées à Cergy ; nous avons pu en certains points relever des coupes montrant nettement les graviers et cailloux inférieurs ravinés par d'autres plus compacts et plus limoneux. On y trouve du Chelléen roulé, à patine brune et des formes à faciès moustérien de patine différente (renseignements de M. l'abbé Breuil). *Elephas primigenius* à lamelles serrées et *Rhinoceros tichorhinus* ont été trouvés à l'Isle Adam, je n'en connais pas la provenance précise.

Forêt du Lys. D'après la Carte, des alluvions atteindraient (Oise + 17 m.) au S de Royaumont et (Oise + 18 m.) dans la forêt du Lys en face de Boran ; on y observe bien des cailloux de silex, mais justement on est sur la craie et leur existence peut s'expliquer sans avoir recours à des alluvions, celle de petits galets et de sable par un mélange des sables éocènes aujourd'hui disparus ; certaines formations de la forêt du Lys doivent être considérées comme un limon de lavage fourni par ces éléments, on y trouve des rognons de silex intacts et la craie affleure presque ².

1. Ce Rongeur appartient à l'espèce ordinaire et ne peut pas servir de type à une variété nouvelle [Boule, 1910].

2. Il existe cependant des alluvions dans la forêt du Lys.

Précy-sur-Oise. Cette localité est célèbre depuis longtemps par la découverte du Bœuf musqué [Lartet, 1864] ; grâce à de patientes recherches, nous avons pu établir nettement la stratigraphie de ce gisement. Les alluvions exploitées sont toutes sur une terrasse atteignant + 35 m. (= Oise + 7 m.) si l'on ne retranche pas l'épaisseur du manteau de lœss, 1 m. 80 au minimum ; dans la carrière la plus au N, j'ai relevé la coupe suivante épaisse de 6 m. 10 :

- a, terre végétale, 0 m. 32, néolithique.
- b, lœss, 1,09, moustérien.
- c, lit de gravier.
- d, limon lœssique.
- e, cailloutis de base du lœss, 0,62, moustérien, ravinant les alluvions inférieures.
- f, cailloux, sable et gravier, 3 m. 51, acheuléen.
- g, cailloux rubéfiés ?

Le lœss renferme du Moustérien typique à patine blanche ou bleu porcelané non roulé, coups de poing triangulaire type, éclats, racloirs, pointes classiques ; le cailloutis de base du Moustérien patiné blanc, puis roulé, associé au *Renne* et à *Elephas primigenius* à lamelles serrées ; nous avons nous-mêmes découvert et dégagé en place un bois entier de *Renne*. Les graviers inférieurs m'ont donné des coups de poing à patine lustrée de type acheuléen plutôt que cheléen et des éclats différant des formes moustériennes, la présence du mammouth n'y est pas certaine, mais on retrouve cet animal dans les graviers correspondants de la carrière située au S de la route.

Les termes limon lœssique ou cailloutis peuvent manquer et le lœss reposer directement sur les graviers, le cailloutis pourrait presque se considérer comme produit par le ruissellement superficiel, mais il change d'aspect de l'autre côté de la route, devient à la fois plus épais et plus grossier ; la coupe, 225 m. au S de la première, est la suivante :

1. La coupe de la carrière S montrait autrefois très nettement comment le lehm s'était formé aux dépens du lœss par rubéfaction, celle-ci en agissant plus profondément venait affecter les cailloux sous-jacents, comme nous le représentons ici.

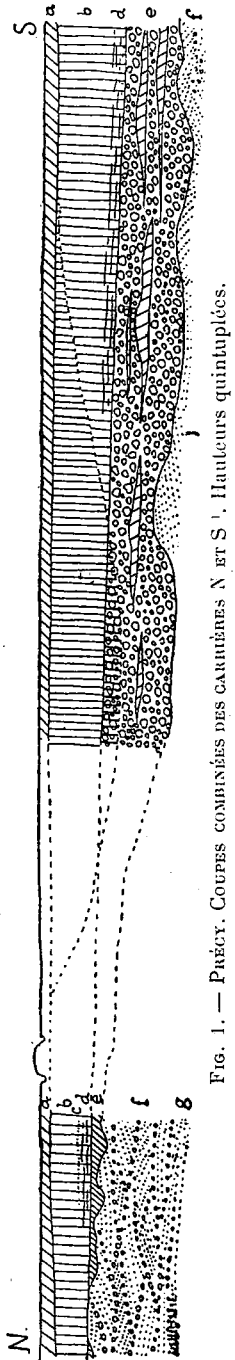


FIG. 1. — PRÉCY. COUPES COMBINÉES DES CARRIÈRES N ET S'. Hauteurs quintuplées.

- a, terre végétale, 0 m. 50.
 b, lœss, 2 m. 30 plus ou moins transformé en lehm.
 c, cailloux, 2 m. 20 ravinant les graviers inférieurs.
 f, sables et graviers ?

Le lœss n'a pas ici fourni d'industrie ; les cailloux qui sont le prolongement du cailloutis de base du lœss sont grossiers, serrés, avec du sable souillé de limon dans les interstices, il y a quelques filets de gravier et par place, à hauteur variable des couches lenticulaires assez étendues de limon sableux, semblant avoir été fourni par les mêmes matériaux que le lœss ; cette couche est généralement la seule exploitée et le gravier inférieur non visible, cela facilite la détermination du niveau des découvertes qui, par ailleurs, ont une couleur spéciale suivant qu'elles viennent des cailloux souillés de limon ou des sables maigres.

Les cailloux nous ont donné la faune suivante qui confirme le parallélisme que nous avons établi d'après l'examen des coupes ¹, *Elephas primigenius*, *Ovibos moschatus* ², *Bison priscus* et rares éclats moustériens, c'est bien la faune froide du Renne. Un seul coup de poing lancé à talon, vient détonner dans cette couche, mais son aspect diffère de celui des autres et il faut le considérer comme remanié. *Rhinoceros tichorhinus* paraît provenir de ce niveau où il serait avec ses compagnons habituels.

Les graviers ont donné *Elephas primigenius*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus* ; ils prolongent les graviers acheuléens de la carrière Nord, les trouvailles y sont rares car ils sont très peu exploités ; celles des molaires d'*Elephas primigenius* qui y ont été trouvées par le carrier le plus digne de foi, ont bien la conservation des restes de ce niveau ; elles appartiennent déjà à un mammoth à lamelles très serrées et émail extrêmement fin, rapportable au type sibérien ; il vient, du reste, du sommet des couches acheuléennes, à 1 m. au maximum au-dessous du Moustérien ³. Toutes les autres dents recueillies soit dans le Moustérien, soit avec une grande vraisemblance dans l'Acheuléen, appartiennent, lorsqu'elles ne sont pas trop usées pour être étudiées, au mammoth du type moustérien tel que celui figuré par Commont [COM-MONT, 1913, 1].

Nogent-les-Vierges. Près du Paleron, une carrière entame des alluvions qui, bien que plutôt dans la vallée de la Brèche, appartiennent autant à l'Oise dont le régime a dû commander celui de l'embouchure de son affluent ; on a la coupe suivante à l'altitude de (marais de

1. Nous avons vu, une fois, le cailloutis de base du lœss remplacé dans la carrière N par un dépôt lenticulaire de ballast comme celui de la carrière S, ce qui confirmait encore nos conclusions.

2. La présence, observée par nous, de l'*Ovibos* à ce niveau, concorde avec la position indiquée pour le débris étudié par Lartet, à 2 m. de profondeur dans des cailloux recouverts d'une sorte de lœss.

3. Nous ne serions pas étonné, si, quelque jour, des couches un peu plus profondes donnaient de la faune chaude.

la Brèche + 15 m.); les couches s'inclinent rapidement vers le thalweg ; au point culminant 0 m. 50 de terre végétale (a) et 4 m. de lœss (b), à lits plus sableux et à demi-stratifié, surtout à la partie inférieure recouvrant 3 m. de graviers (c), cailloux et sables ravinant le sable éocène (d).

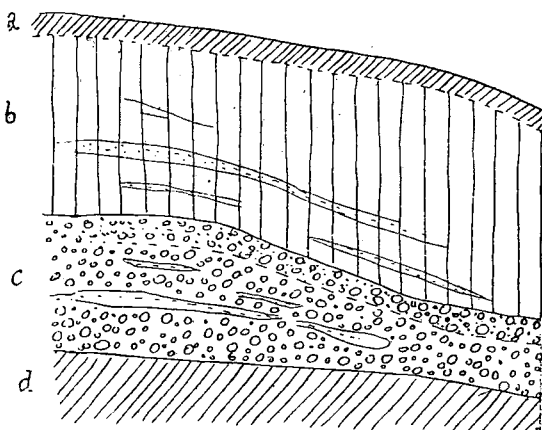


FIG. 2. — COUPE AU PALERON, MONTRANT L'INCLINAISON DES ALLUVIONS ET DU LÔSS VERS LE THALWÉG.

Moru (commune de Rhuis). Les alluvions sont exploitées à quelques mètres de l'Oise et au niveau même de la plaine inondable, on signale de cette localité *Hippopotamus amphibius* [Carte géologique], nous possédons une molaire d'*Elephas antiquus* des plus typiques en provenant. Capitan [1901] et G. et A. de Mortillet [1900] ont signalé, d'après une dent découverte par Fouju, l'un, un « très viel *E. antiquus* passant au *Meridionalis* », l'autre *E. meridionalis* ; M. Fouju a bien voulu nous montrer ses récoltes de Moru, il s'agit en réalité d'*E. antiquus* parfaitement typique, identique à celui de Chelles et représenté par plusieurs molaires ; nous avons pu voir dans cette belle collection des incisives et plusieurs molaires d'*Hippopotamus* et une dent d'*Hyaena*.

Enfin dans la collection Henri Mercier à Pont-Sainte-Maxence, nous avons trouvé une molaire d'*Elephas trogontherii* tout à fait typique¹. A notre connaissance, Moru est le seul gisement de la vallée qui ait fourni cette espèce. Dans la même collection nous avons reconnu 2 ou 3 molaires d'*E. primigenius* var. *sibiricus* (fréquence laminaire = 10 et 11) et remarqué que la conservation de celles-ci qui ont encore leurs racines et leur enveloppe de ciment est bien meilleure que celle

1. 3^e molaire inférieure, 13 lames usagées + talon postérieur + lames complètement usées (trace d'une) ; fréquence laminaire = 6 ; émail grossier, bandes tortueuses, espaces entre les lamelles sensiblement égaux à leur épaisseur ; pas de sinus médian ; dimensions de la couronne = 8 × 20 centimètres.

des autres éléphants (*E. antiquus*, *E. trogontherii*, *E. primigenius*)¹. Nous y avons vu aussi *Rhinoceros Mercki*.

Moru nous a livré également *E. primigenius*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*.

Nous possédons une petite série de types industriels de Moru ; les coups de poing chelléens parfois finement travaillés sont roulés, lustrés et forment un même ensemble ; les pièces moustériennes rarement retouchées sont la plupart du temps à arêtes vives et sans patine, mais quelques-unes sont roulées et certaines par leur conservation pourraient être réunies au lot chelléen ; par leur allure elles rappellent d'ailleurs le Moustérien à faune chaude de la Somme ; s'agit-il de ce niveau ou simplement de vrai moustérien roulé plus ou moins anté-

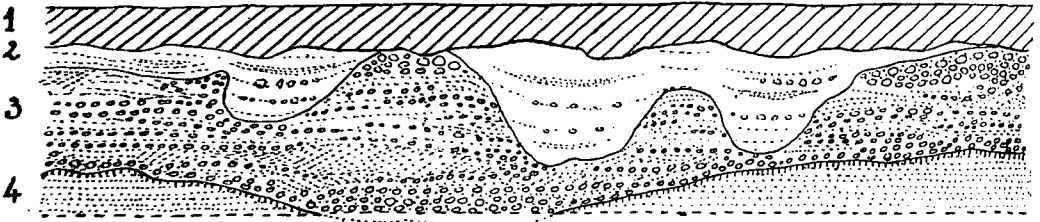


FIG. 3. — COUPÉ A MORU.

rieur à l'autre ? Nous avons remarqué dans la collection Fouju des coups de poing sans patine, d'une taille très délicate qu'il faut rapprocher du Moustérien par leur technique et leur conservation ; d'autres coups de poing lustrés doivent également par leur aspect et leur technique être rapprochés du Moustérien roulé. Certaines pièces chelléennes plus lourdes et plus grossières que les autres en diffèrent aussi par une patine fauve. Il paraît probable que le Chelléen et l'Acheuléen sont représentés ici. Nous avons remarqué dans la même collection quelques pièces rapportables à l'âge du Renne ; si l'attribution de quelques pièces à ce niveau est discutable, il ne semble pas en être de même de 2 burins très typiques qui par leur patine bleuâtre se séparent des autres lots, ils proviennent de la terre végétale et ne sont pas roulés ; quelques pièces peu roulées pourraient bien appartenir aussi à l'âge du Renne.

Ce gisement, intéressant par sa faune, offre malheureusement une stratigraphie très délicate ; nous n'avons jamais retrouvé la même coupe ; on peut cependant donner la succession suivante qui peut servir encore assez bien de schéma pour d'autres :

1. Il faudrait se garder d'en conclure à leur âge plus récent ; à Précy, cette belle conservation peut s'observer dans les graviers inférieurs alors que les dents du cailloutis de base de l'ergeron, quoique plus récentes, sont très altérées. Pourtant à Moru, cette conservation paraît devoir indiquer le niveau supérieur.

1. Terre végétale avec néolithique avancé (et objets de l'âge du Renne de la collection Fouju).

2. Poches profondes avec sable, glaise blanche, cailloux généralement petits, ravinant les graviers inférieurs ; ce dépôt correspond à un courant moins rapide. Il semble logique d'admettre que le Moustérien sans patine provient de ce niveau, la glaise adhère encore à plusieurs pièces.

3. Cailloux, gravier et sable, très rubéfiés à la base au contact de l'Éocène et irrégulièrement dans la masse.

4. Sable blanc très homogène et fin, de l'Éocène, raviné, tantôt invisible dans la carrière, tantôt visible sur plus d'un mètre d'épaisseur.

Le tout atteint 2 m. 15 ; les autres coupes observées peuvent se ramener à peu près à celle-ci que nous avons pu voir et qui rappelle tout à fait une photographie prise en 1897 que M. l'abbé Breuil a bien voulu nous communiquer.

La stratigraphie de cette carrière n'est pas encore bien établie ; l'existence de Chelléen et du Moustérien et un ravinement sont certains ; mais c'est surtout par analogie que l'on peut admettre le ravinement de ce premier niveau par le second ¹. Nous avons recueilli dans de la glaise, au fond de la carrière, une faune de Gastropodes pouvant appartenir aussi bien à une faune froide qu'à une chaude et qu'il n'était pas possible de dater par l'observation des couches. Ces Mollusques que M. Germain a bien voulu examiner sont : *Limnaea truncatula*, *Hyalina sp.*, *Helix (Fruticicola) hispida*, *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga*. Il existe de la glaise à tous les niveaux, avec des épaisseurs très variables et elle dessine les lignes les plus bizarres.

La-Croix-Saint-Ouen. Ces ballastières situées dans les mêmes conditions topographiques que Moru ne montrent qu'une seule masse ; l'argile gris clair des lignites est ravinée et supporte 2 m. 50 à 2 m. 90 de graviers très rubéfiés à la base sur plus d'un mètre ; à distance, on pourrait croire à l'existence de 2 couches, mais en regardant avec soin on voit des lits de sable et gravier passer sans dérangement aucun de la zone grise à la zone rubéfiée ; 0 m. 50 de terre végétale avec néolithique recouvre les graviers.

G. et A. de Mortillet [1900] signalent du Chelléen ou de l'Acheuléen à La-Croix-Saint-Ouen ² ; nous avons trouvé des éclats moustériens

1. On pourrait aussi tenter d'expliquer la superposition des faunes en considérant la surface des sables éocènes comme un ancien sol sur lequel les restes de faune chaude se seraient maintenus ; mais il n'y a pas lieu de recourir à cette hypothèse qui ne rend pas compte de l'état d'usure des silex chelléens puisqu'il existe d'une part un ravinement certain, d'autre part deux industries différentes, l'uneroulée, l'autre non.

Il y a lieu de remarquer que certains mammouths de Moru diffèrent de ceux de Précy, l'un d'eux, *Elephas primigenius* vrai, rappelle un peu la mutation *astensis* Deréret et Mayer de cette espèce. A Morlincourt (voir *infra*) dans une carrière donnant également *Elephas antiquus*, certains mammouths rappellent ceux de Moru. Ne serions-nous pas en présence d'*E. primigenius* contemporain de la faune chaude (supposition conforme aux conclusions de MM. Depéret, Roman et Mayet) ?

2. Voir remarques (note 1, page 3).

mais non en place. De l'Éléphant y a été recueilli; d'après les renseignements très précis que nous avons pu avoir sur la forme des dents et sur leur émail, il s'agit du Mammouth.

Forêt de Compiègne. La Carte géologique indique une bande d'alluvions anciennes (a^{1a}) séparées de celles du fond de la vallée par un affleurement de craie. Dollfus [1900, p. 31] a écrit que les vastes plaines caillouteuses formant le sol de la forêt de Compiègne témoignaient de la conquête difficile accomplie par l'Oise en captant l'Aisne qui auparavant aurait coulé par le synclinal de la Somme.

Cette bande d'alluvions passe au carrefour Laval et à la Croix de l'Abbaye, le sol y est formé de sable avec quelques petits galets; il n'est pas évident qu'il s'agisse de véritables alluvions. En tout cas, leur altitude dépasse à peine + 40 m., excédant celle de la plaine de 10 m. Ce n'est pas là qu'il faut chercher une trace de capture de l'Aisne par l'Oise. La découverte de quartzites de l'Ardenne dans les alluvions anciennes de la Somme [COMMONT, 1914, p. 9] alléguée à l'appui de l'hypothèse de Dollfus est loin d'être concluante, le bassin de l'Aisne ne touchant pas le massif ardennais. L'étude des alluvions quaternaires de l'Oise ne parle pas en faveur de cette hypothèse pourtant si séduisante¹. Nous verrons que le régime des alluvions se retrouve en amont vers Noyon, par exemple le même qu'en aval du confluent de l'Aisne.

C'est ici le moment d'ouvrir une vaste parenthèse sur une question touchant à l'ancien cours de l'Oise.

LES ALLUVIONS ENTRE VERBERIE ET BEAUVAIS.

Lorsque l'on déplie la Carte géologique de Beauvais, on est frappé par l'existence d'une bande d'alluvions s'étendant de la dépression de Pont-Sainte-Maxence à Clermont et Beauvais par Sacy-le-Grand, Catenoy, la Forêt de Hez, Litz et la vallée du Thérain. Les alluvions de Sacy-le-Grand sont délicates à délimiter, car elles reposent sur la Craie, elles ne s'élèvent pas à plus de + 47 m. (= Oise + 12 m.), elles rentrent donc dans le niveau que nous étudions et leur présence est très normale, elles sont simplement éloignées de la rivière qui d'ailleurs a dû avoir autrefois un bras plus rapproché; plus à l'E Graves [1847, p. 8] rapporte des faits relatifs à la disparition des bras latéraux.

Les alluvions indiquées à Catenoy et à l'E vers Avrigny seraient bien plus troublantes, car elles dominent la vallée de l'Oise et appartiennent topographiquement à une vallée sèche rejoignant la Brèche;

1. Il ne faut d'ailleurs pas attacher trop d'importance au fait que deux vallées se trouvent en prolongement l'une de l'autre dans l'axe d'un synclinal; rien n'oblige à supposer qu'elles communiquaient autrefois, le même phénomène tectonique a agi de la même façon sur 2 tronçons de cours d'eau différents.

mais au lieu d'alluvions, on trouve à 600 m. E de Villers des sables de Bracheux, à 900 m. NNE de Villers du sable et de la terre à brique, dans les champs, le long de la Route de Compiègne à Clermont des silex de la craie qui affleure près de là à Maison-de-Favières; les faits sont très nets au cimetière militaire à 450 m. E de Saint-Antoine, le sol a été très remué, on voit qu'il s'agit uniquement de silex de la craie, non d'alluvions. A Nointel, le forage d'un puits nous a montré au-dessus de la craie, une petite couche de terre à silex, sans trace d'alluvions.

Au N de Clermont, nous avons examiné des dépôts caillouteux que M. l'abbé Breuil avait bien voulu nous signaler. La croupe à 500 m. NNE de l'église de Fitz-James, à l'ESE de la grande briqueterie, est couverte de silex de la craie entamés sur au moins 0 m. 70 par des tranchées; c'est une formation de silex un peu sableuse avec quelques galets comme ceux des sables éocènes; à côté de silex non roulés, quelques-uns ont leurs arêtes émoussées comme ceux des alluvions, mais relativement peu et ils sont la minorité; il n'est pas tout à fait impossible qu'il s'agisse d'alluvions, mais cela n'est pas prouvé; cette formation est à + 83 m., dominant de 33 m. la plaine inondable, la Carte marque à peine plus au N de l'« argile chimique : craie décalcifiée à silex non roulés », je crois que cette interprétation est bonne. Loin de là, au SW, près du bois Poirier, au SE de Saint-Aubin-sous-Erquery, les cailloux de silex sont innombrables, à une altitude variant autour de + 80 m. : des alluvions y sont encore plus improbables que précédemment; la Carte indique des Sables de Bracheux, ce qui est une interprétation possible, ceux-ci contenant souvent de nombreux silex de la craie.

Plus à l'W, en montant de Ronquerolles à la ferme Saint-Rémy et jusqu'à la limite S du bois d'Allio à l'altitude + 80 m. (= Brèche + 20 m.), on trouve des cailloux extrêmement abondants dans les champs, on ne peut les considérer comme alluvionnaires qu'avec le plus grand doute; j'y vois plutôt des silex de la craie restés sur place ou ayant peut-être glissé sur la pente, ce qui est bien plus d'accord avec leur manière d'être en revêtement sur toute cette croupe.

Au S de Litz et d'Etouy, la Carte mentionne une aire d'alluvions divisible en une partie basse à l'W et une partie haute dans la forêt de Hez. La partie W s'élève de 72 à 78 m., c'est-à-dire de 4 à 10 m. au-dessus de la plaine de la Brèche; on y trouve des silex dans un sol généralement sablonneux; près du moulin d'Etouy, certains sont roulés comme ceux des alluvions, il semble bien que telle soit leur origine au moins en partie. Si l'on monte du moulin à la station d'Etouy, on rencontre d'abord du sable à peu près pur, puis des silex de l'altitude + 81 m. à + 84 m. (= Brèche + 16 m.) au sommet du plateau; de petits trous sont creusés pour leur exploitation; on voit qu'il ne s'agit pas d'alluvions mais de silex de la craie non roulés (beaucoup ont des formes biscornues et fragiles qui auraient été brisées); il y a là, sur la Carte, une erreur d'interprétation. Il s'agit de silex de la

craie, remaniés peut-être au Thanétien ; les Sables de Bracheux qui les recouvraient ont disparu et ne se maintiennent qu'au S ; ce sont ces sables éboulés sur les pentes que l'on doit rencontrer en gravissant le plateau entre les alluvions de la Brèche et le plateau.

Il faut remarquer que les alluvions fausses ou douteuses dont nous venons de parler sont, en allant de l'E à l'W à + 83 m., + 80 m., + 80 m., + 84 m., c'est-à-dire à la même hauteur absolue ; mais relativement à la plaine inondable de la Brèche qui s'abaisse de + 68 m. à + 50 m., elles sont à 33 m., 30 m., 20 m., 19 m., 16 m. Ces « alluvions » seraient donc indépendantes de la Brèche actuelle ; leur altitude pourrait être liée à celle de la craie. Cette communauté d'altitude absolue entre les alluvions douteuses de Fitz-James et les fausses de la forêt de Hez nous paraît un argument de plus pour attribuer aux premières la même origine qu'aux secondes.

Les alluvions que l'on rencontre plus à l'W appartiennent à la vallée du Thérain au-dessus de laquelle elles sont élevées de 6 m. à 15 m. à Rochy-Condé (Chelléen¹ et Moustérien) ou de 31 m. à la butte du Petit-Bruneval près de Warluis.

En résumé, cet alignement d'alluvions indiquées sur la carte disparaît, sauf dans les vallées actuelles. Pourtant, il serait bien étonnant qu'il n'y ait jamais eu au contact du Crétacé et de l'Éocène quelques captures comme celles, bien classiques, de Champagne ; mais cela a dû se passer avant le Pléistocène².

Le Buissonet. Les sablières du Buissonet situées en forêt de Compiègne au SW de Choisy-au-Bac, étaient à quelques mètres au-dessus de la plaine inondable où sont aujourd'hui les carrières. Elles ont donné d'après de Mortillet [1900] des coups de poing chelléens ou acheuléens³. Thiot [1910] en signale *Rhinoceros tichorhinus*. Ces alluvions appartiennent autant à l'Oise qu'à l'Aisne.

Janville, Thourotte. Plus en amont, Graves [1847, p. 534] signale la superposition visible des graviers alluvionnaires (terrain de transport) aux argiles des Lignites à l'écluse de Pintrelle (réunion de l'Oise et de son canal à Janville) et à Thourotte ; à l'écluse, la coupe était :

Plus de 1 m. : alluvion argilo-sableuse grisâtre.

Plus de 2 m. : sable, gravier et quelques galets.

1 m. 1/2 : gravier et sable.

1 m. : argile remaniée représentant la marne argileuse des Lignites.

C'est la même superposition que nous avons trouvée à la Croix-Saint-Ouen.

1. *Elephas antiquus* aurait été trouvé dans les alluvions basses de Bruneval [A. et A. Mary, 1910, p. 205].

2. M. l'abbé Breuil a vu dans la région de Clermont des alluvions indubitables isolées de la vallée actuelle. Nous n'entendons nullement affirmer l'absence totale d'alluvions anciennes dans ces parages.

3. Voir remarques (note 1, page 3).

Ribécourt, Bailly. Nous ne mentionnerons une petite exploitation ouverte dans la plaine inondable entre Bailly et Ribécourt, à 300 m. NW de la ferme Saint-Marc, au S et au N de la route, que pour signaler une erreur de la Carte géologique qui indique là du Thanétien ; il s'agit en réalité de sable alluvial avec mélange de faunes de plusieurs niveaux de l'Éocène, *Potamides funatum*, *Cerithium turbinoides* du Sparnacien, *Nummulites* ; ces sables épais de 4 m. paraissent reposer sur des graviers.

A Bailly, 2 m. 10 de graviers supportant 1 m. 40 de sable sont exploités à la pelle à 30 m. de l'Oise.

Sempigny. Une grévière y est ouverte au bord d'une plate-forme dominant de 4 m. la plaine inondable de l'Oise. Dans une partie de l'exploitation, les cailloux situés au sommet semblent raviner le sable fluviatile sous-jacent ; en réalité, il n'en est rien, les 2 formations s'entremêlent en lits alternés dans le reste de la carrière, elles ne forment qu'une masse de 2 m. 60 au minimum reposant sur la surface ondulée de sables verts du Thanétien que nous avons pu voir sur une épaisseur de 1 m. 20 dans un trou temporaire pratiqué au-dessous du niveau ordinaire de la carrière. Nous avons recueilli 2 éclats de type moustérien en un fragment d'andouiller de *Cervus elaphus* (?) (certainement pas *C. tarandus*) ; Graves [1847, p. 583] signale la découverte d'*Elephas primigenius* dans une grévière de Sempigny.

Morlincourt, Salency. Les ballastières ouvertes au Jonquoy sont à l'altitude de + 36 m. au niveau de la plaine inondable, le sol est plus élevé de 1 ou 2 m. dans la partie N de la carrière, les couches sont d'épaisseur assez variable.

Dans la partie N on peut observer.

1 m. 20 : sable jaune gras, couleur de loess, passant au sommet à la terre végétale.

0 m. 20 : limon gris clair avec un peu de sable gris au sommet.

0 m. 65 : sable avec minces lits de glaise.

Environ 2 m. : sable, graviers et petits cailloux.

Dans la partie S nous avons pu relever 1 m. 10 au minimum : limon très sableux, presque du sable, roux avec quelques cailloux, formant quelques cailloux, formant quelques poches dans la couche inférieure.

1 m. 50 environ au maximum : sables et graviers.

0 m. 20 (épaisseur variable de 0 à 0 m. 60) : Glaise très claire et très calcaire.

0 m. 40 au moins : sable très grossier alluvionnaire à éléments noirs et clairs (à *Nummulites*).

Au-dessous, l'exploitation a rencontré la Craie sous un peu de glaise.

Dans les graviers se trouvent d'énormes blocs (l'un atteignait un mètre cube) qui n'ont pu être roulés avec le gravier ; d'après les exploitants, ils seraient toujours sur la glaise.

Grâce à l'extrême obligeance de M. Bellegly, nous avons reconnu au Jonquoy l'existence de *Elephas antiquus* typique, identique à celui de

Chelles et de *E. primigenius*¹ ; nous avons recueilli aussi *Rhinoceros tichorhinus* et un Bovidé (probablement *Bos taurus* race *primigenius*) et des silex taillés et atypiques.

Bien que n'ayant pas observé la superposition des faunes chaude et froide, il est permis d'identifier ces alluvions à celles de Moru et de Cergy ; nous supposons qu'*Elephas antiquus* vient des sables inférieurs.

A Salency entre la Rosière et la voie ferrée se trouve un reste de terrassé bien indiqué sur la Carte géologique, la partie supérieure du lehm s'élève de 16 m. au-dessus de la plaine inondable, celle des alluvions de 13 m. 50, la coupe est la suivante :

Lehm 2 m. 50 au N à 3 m. 40 au S.

Sable, gravier et cailloux, avec sable seul au sommet : 2 m. 50 au N à 4 m. 60 au S.

Éocène : argile plastique : 4 m. 25.

» sable : au moins 1 m. 50².

Le lœss ou le lehm s'étendent épais entre Salency et Noyon.

G. et A. de Mortillet [1900, p. 567] ont signalé de Salency du Cheléen ou de l'Acheuléen³ sans en indiquer le niveau.

Brétigny. Au pont de Brétigny, Graves a signalé le contact des graviers et des Lignites avec mélange sensible.

Viry-Nourenil. Il existe encore des ballastières à l'E de Viry-Nourenil au N de la route de Tergnier, à l'altitude de + 58 m. ; il faut retrancher 2 m. 50 de terre et de lœss, les alluvions sont ainsi à 9 m. 50 au-dessus de la plaine inondable de l'Oise. Dans l'exploitation E, 2 m. 50 de lœss recouvrent 2 m. 50 de cailloux, petits silex noirs anguleux, quartz et quartzites noyés dans du sable, avec veines de sable, surtout près du sommet. A l'W, 1^m. 50 de lœss ou mieux de terre à brique surmontent 3 m. 50 de cailloux, gravier et sable à structure plus nettement fluviale qu'à l'E, avec très minces bancs de glaise ; au sommet, sur une épaisseur très variable oscillant autour de 1 m., les couches sont plus humides, par là plus foncées et paraissent plus caillouteuses ; à première vue, on croirait à l'existence d'un ravinement rappelant celui si net de Précyc-sur-Oise ; ce n'est qu'une apparence due à l'infiltration superficielle, mais nous ne serions pas étonné qu'elle cache un ravinement réel.

Dans la vallée, vers Condren, les anciennes ballastières, à 4 m. ou 7 m. au-dessus de l'Oise sont abandonnées et envahies par la végétation. Quant au lœss, on le retrouve dans le bas de Viry, épais de 6 m., sa base n'étant qu'à 4 m. au-dessus de l'Oise.

1. Voir *supra*, nos remarques au sujet des Mammouths de Moru qui rappellent ceux de Morlincourt.

2. D'après les exploitants, il y en aurait en profondeur : sous 5 m. de sable, 0,10 à 0,25 de couche à *Ostrea* (sommet du Thanétien), un lit de glaise, puis du sable vert.

3. Voir remarques (note 1, page 3).

L'abbé Lambert [1864] a signalé de Viry-Nouveau *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Hippopotamus* (?), *Cervus megaceros* et probablement le *Cerf de la Somme*, mais celui-ci est qualifié aussi de *Cervus Dama giganteus*, *Ovibus moschatus* étudié par Lartet [1864]. D'après Belgrand [1869], on peut ajouter, en plus des espèces indifférentes, *Rhinoceros Mercki* (dent, d'après Lartet) et *Cervus tarandus*. Il y a là mélange de faune froide et de faune chaude. Les données de l'abbé Lambert manquent malheureusement de précision, les faunes des différents « diluvium » de Viry ont été confondues; or il est parlé d'une couche de 0 m. 20 de diluvium surmonté de 6 m. de loess et qui doit être un cailloutis de l'ergeron, puis des 5 m. de diluvium de la carrière de Condren. D'après Belgrand qui situe la sablière à + 58 m. et à 3 km. de l'Oise, il s'agirait des carrières de la route de Tergnier. Quoi qu'il en soit, nous retrouvons ici dans les alluvions élevées de moins de 10 m. au-dessus de l'Oise les 2 faunes chaude et froide comme à Cergy, à Moru et à Morlincourt.

Les silex signalés par l'abbé Lambert avaient une face lisse (Moustérien ?); G. et A. de Mortillet [1900, p. 567] signalent du Chelléen ou de l'Acheuléen ¹.

D'après la Carte géologique, les alluvions (a^{1a}) pourraient atteindre progressivement + 75 m. (= Oise + 29 m.), nous pensons qu'il y a erreur ou confusion avec un cailloutis de base de l'ergeron.

Tergnier, La Fère. Autour de Tergnier et jusqu'à La Fère, les alluvions et le loess ou la terre à brique sont activement exploités.

A Vouël, la carrière Coquard près de la Butte (x = 178, 0, 50, y = 327, 450) à l'altitude + 60 m. montre 1 m. 50 à 2 m. 50 de terre à brique surmontant au moins 3 m. 50 d'alluvions (cailloux formant une seule masse ou séparés par des lits de sables gras et maigre); nous avons récolté une dent d'*Elephas primigenius* trouvée à 3 m. 50 au-dessous de la terre à brique. A 400 m. au N NE, à + 62 m., les mêmes alluvions se retrouvent épaisses de 4 m. surmontées de 1 m. de terre à brique et atteignant donc + 61 m. (= Oise + 15 m.).

A Fargniers les alluvions atteignent + 56 m. (= Oise + 10 m.).

A la carrière des Crapouillots de Beautor, au-dessus du tuffeau de La Fère formant dos d'âne, les alluvions épaisses de 2 m. 80 au minimum atteignent + 53 m. 50 (= Oise + 7 m. 50) et supportent 1 m. 50 de terre à brique; mais celle-ci et le loess qui est stratifié à la base peuvent atteindre en tout près de 2 m.

Contre le cimetière de Beautor, au-dessus de sable probablement éocène, 2 m. 50 de sable et cailloux atteignent + 53 m. (= Oise + 7 m.), mais 1 m. de loess stratifié et 1 m. de terre à brique les surmontent.

A 150 m. au NW, 2 m. 50 à 4 m. de terre à brique (a) à surface à peu près horizontale recouvrent la surface irrégulière des alluvions [sable et cailloux (d)] surmontées par un lit de 0, 20 à 0, 40 de glaise

1. Voir remarques (note 1, page 3).

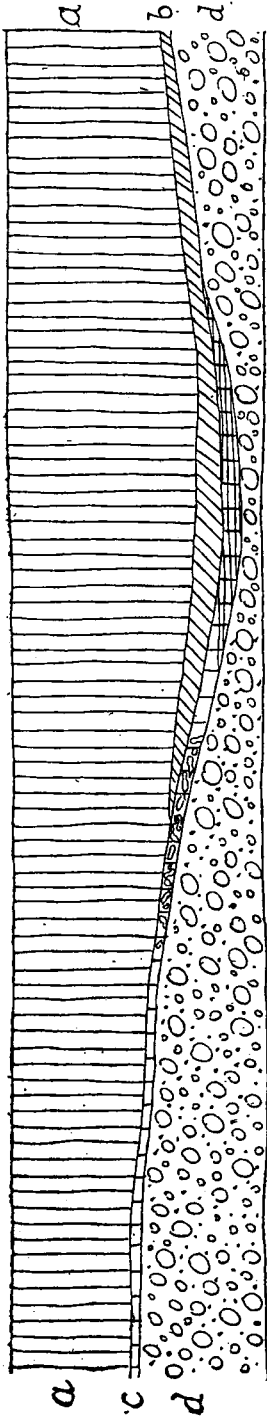


FIG. 4. — COUPE A BEAUTOR.

blanche (c) passant latéralement à un loess à poupées. Dans le fond d'une dépression des cailloux, la glaise blanche supporte 0, 60 de limon brun foncé (b) se relevant sur les bords. On voit ici la difficulté de délimiter ce qui revient en propre aux alluvions fluviales. Dans cette carrière ont été trouvés *Elephas primigenius*, *Cervuselaphus* dont nous avons vu des restes chez le directeur.

CREUSEMENT MAXIMUM.

Dans tout ce tronçon de l'Oise quel est le creusement maximum atteint par la rivière ?

Dans la bouche de l'Oise (rive gauche) en face de Vauréal, à 2 m. au-dessus de la plaine inondable, les excavatrices extraient du sable jusqu'à 16 m. de profondeur ; au-dessous se trouverait de la glaise. J'ai vu une molaire d'*Elephas primigenius* typique venant de cette exploitation.

A **Saint-Ouen-l'Aumône** au bord de l'Oise, un sondage à la distillerie¹ a rencontré l'Éocène à 14 m. 50 au-dessous de la plaine inondable, du gravier avec des blocs de calcaire grossier à peine remaniés le recouvraient.

A **Beaumont-sur-Oise** (R.G.), les sondages pratiqués par la cimenterie Portland dans la plaine inondable ont rencontré la craie à (Oise — 7,50 et — 8 m.) surmontée d'alluvions, glaise, sable et gravier. Plus au N et jusqu'au bord de l'Oise, les sondages atteignant (Oise — 12 m.) n'ont rencontré que des alluvions, glaise, sable puis gravier de rivière.

A **Boran** un sondage pour la réédification du pont a rencontré sous les graviers la craie à (Oise — 8 m.) environ.

1. Renseignement aimablement communiqué par notre collègue M. Leroux.

Au-dessous de Précý-sur-Oise, d'après Graves [1847 p. 10] l'eau toucherait la craie.

A **Saint-Leu-d'Esserent**, les sondages d'une douzaine de mètres au pont ont rencontré jusqu'à (Oise — 10 m.) des graviers et au-dessous du sable vert que nous nous gardons bien d'interpréter.

A **Creil** (brasserie de l'Union)¹, les sables éocènes ont été rencontrés à 12 m. environ au-dessous de la plaine inondable; à la gare de Pont-Saint-Maxence¹ à 11 m. 30; à la halte de Longueil-Sainte-Marie¹ à 12 m. 90. A la halte de Le Meux-La-Croix-Saint-Ouen¹ les alluvions ont été rencontrées jusqu'à 12 m. 20 au-dessous de la plaine.

A **Venette**, un forage² a rencontré entre 8 m. 50 et 18 m. 50 au-dessous de ce niveau de la craie et des cailloux, entre 18 m. 50 et 24 m. des silex purs, puis de la craie à silex, la première couche citée paraît bien devoir être interprétée comme alluviale (alluvion crayeux).

A la manufacture d'Ourscamp (Chiry-Ourscamp) dans la plaine inondable, le sondage rapporté par Graves [1847, p. 532] et Commont [1916] a rencontré, sous les sables fluviatiles, l'Éocène à (Oise — 29 m. 22) et la craie à (Oise — 31 m. 43).

A l'**écluse de Pontlévêque**, Commont [1913, p. 246-247; — 1916, p. 327] a relevé la coupe suivante à l'altitude + 42 m. 40.

Limon de lavage.

Terre à brique.

Ergeron paraissant stratifié.

Petit cailloutis et sables stratifiés.

Limon rougeâtre, plus sableux et plus jaunâtre à la partie inférieure.

Glaise gris verdâtre (niveau d'eau).

Sables fluviatiles et cailloux.

Landénien : sables.

Craie avec poches atteignant + 20 m. ou + 25 m.

Le Moustérien parfaitement caractérisé, avec faune *Elephas primigenius*, *Cervus tarandus* se trouve à la partie inférieure des alluvions à + 32 m. 50³. La plaine inondable est à + 35 m. Le Moustérien a creusé ici jusqu'à (Oise — 2 m. 50) mais on est à 500 m. de la rivière actuelle.

A **Noyon**, le forage d'un puits en face de la gare⁴ à + 42 m. a rencontré, sous 2 m. de terre, 5 de sable, 15 de gravier de rivière

1. Renseignement aimablement communiqué par notre collègue M. Leroux.

2. Détails obligeamment fournis par la Société Sade et Brégy.

3. C'est par erreur qu'ils sont situés à + 20 ou + 25 m. dans le premier travail (Commont 1913).

4. Renseignement donné par un ancien ingénieur des Ponts et Chaussées, M. Mars, de Noyon. On est ici près de la Petite Verse dont les alluvions se confondent avec celle de l'Oise. Il y a eu peut-être déplacement du lit. La petite Oise avait

siliceux, la craie à 22 m. de profondeur, le creusement a donc atteint (Oise — 16 m.).

A la gare de la Fère¹ un forage a rencontré, à 13 m. 50 au-dessous de la plaine inondable, la craie recouverte de gravier de rivière.

C'est à la manufacture d'Ourscamp que le plus fort surcreusement a été constaté, mais, comme nous l'avons dit au début, il faudrait avoir une coupe en travers complète de la vallée pour le connaître en chaque point. Rien n'empêche donc d'admettre un surcreusement général de 29 m. comme à Ourscamp; rien ne le prouve, mais il est difficile de ne pas relier cette observation avec celle du creusement à 29 m. 80 au-dessous du marais actuel constaté à Quillebeuf à l'embouchure de la Seine (Paul LEMOINE 1911, p. 321)¹, le remplissage de 24 m. du Hourdel dans la Somme (*ibid.*, p. 323) et les 25 m. d'alluvions constatés en sondage dans le Nord de la France et attribués par Douxami au Quaternaire supérieur (*ibid.*, p. 323)².

En résumé, dans la partie de l'Oise que nous venons de parcourir, nous avons trouvé des traces d'alluvions des hauts niveaux à 28 ou 29 m. au-dessus de la plaine inondable, donnant de l'industrie chelléenne à Chambly, point le plus amont où nous les avons rencontrées. On retrouve des alluvions plus bas soit dans la plaine inondable à Moru, soit quelques mètres plus haut, 8 m. et même probablement 15 m. à Cergy³, 7 à Précý, 10 m. 50 à Nogent-les-Vierges; 13 m. 50 à la Rosière de Salency, 9 m. 50 à Viry-Nouveau, 15 m. à Vouël près de Tergnier. On trouve à ces niveaux l'industrie ou la faune du Chelléen (Cergy, Moru, Morlincourt) ou de l'Acheuléen (Précý) ravinés par du Moustérien. Dans ce complexe, le Chelléen se présente toujours bas, pourtant nous ne l'avons jamais vu atteindre un niveau inférieur au lit actuel de l'Oise. Il y a donc eu creusement au cours du Chelléen, remblaiement à l'Acheuléen, ravinement et remblaiement incomplet au Moustérien puis surcreusement de près de 30 m. et remblaiement à une époque imprécise, le sur-

autrefois une anastomose qui commençait vis-à-vis Varennes et qui après s'être rapprochée de la ville de Noyon se réunissait au lit principal au-dessus de Sempigny; ce canal secondaire a été supprimé vers la fin du XVIII^e siècle (Graves 1847, p. 8). Il est d'ailleurs évident que l'Oise a dû divaguer à travers la large plaine alluviale de Noyon.

1. Sur le bord de la Seine, peu en aval du confluent de l'Oise près de Meulan on extrairait le gravier jusqu'à 25 m. de profondeur.

2. Plusieurs sondages qui nous ont été communiqués mentionnent des lits de *tourbe* à des profondeurs variables; nous ne sommes pas persuadés qu'il s'agisse toujours de cette formation.

3. A Maurecourt, au confluent de la Seine, les alluvions doivent s'élever à (Oise + 10 m.) en ne tenant pas compte du less dont 2 m. sont entamés à Vincourt en face de Neuville à l'altitude de + 32 m. (= Oise + 10 m.).

creusement avait commencé avant la fin du Moustérien ; à Précy, en effet, la rivière s'était retirée laissant les hommes de cette époque s'établir et le loess se déposer sur les alluvions du début ; le remblaiement est certainement antérieur au néolithique et même à la fin de l'âge du Renne si, comme nous le croyons, c'est bien à cet âge qu'appartiennent les burins recueillis à Moru (collection Fouju) ; ce phénomène doit donc se placer vers la fin du Moustérien et le début de l'âge du Renne ; il n'y a là rien qui puisse nous étonner ; dans la vallée du Cher, par exemple, les hommes de l'âge du Renne se sont établis sur la basse plaine alluviale au bord de la rivière (Bourlon 1912, p. 9).

Elephas antiquus se rencontre à Cergy, Moru et, contrairement à une affirmation de Commont (1913, p. 329) en amont de Noyon (Morlincourt, Viry-Noureuil).

ENVIRONS DE LA FÈRE.

La Carte géologique indique autour de La Fère une série d'alluvions à différents niveaux, malheureusement elles sont inexploitées et l'on est réduit à examiner le sol. Il ne s'agit que de lambeaux alluvionnaires parfois douteux ; l'ignorance où nous sommes de leur faciès, de leur faune, de leur industrie, l'impossibilité de les relier topographiquement interdit de les grouper en niveaux différents ; leur partie supérieure est généralement nette, mais on doit supposer que leur partie inférieure a gagné sur les terrains plus bas.

Sur une hauteur à l'E de Rouy, à la cote + 92 (= Oise + 45 m.) le sol est bien formé d'alluvions caillouteuses de + 83 m. à + 92 m. ; un peu plus loin à l'W de Servais, un lambeau se retrouve à + 80 m. (= Oise + 34 m.) et se suit jusqu'à la route d'Amigny à Saint-Gobain à + 77 m. (= Oise + 34 m.).

A Bertaucourt, des alluvions se trouveraient à + 100 m. (= Oise + 52 m.) ; il est possible qu'il y en ait, mais on ne voit rien de net ; elles atteindraient jusqu'à 110 m. et 115 m. au SW de Missancourt, il y a bien des cailloux roulés, mais il n'y a rien de franc comme alluvions.

Au plateau d'Andelain, à + 105 m. (= Oise + 57 m.), les cailloux surtout des galets, sont très nombreux dans la terre.

A Epourdon, près de Missancourt, se voient quelques cailloux, on est à + 95 m. (= Oise + 47 m.).

Au NW de Rogécourt, à + 75 m. (= Oise + 27 m.) les cailloux plus étendus que d'après la Carte n'indiquent pas nettement des alluvions ; comme on est à la limite du Thanétien et du limon des

plateaux, il pourrait s'agir simplement d'un cailloutis de base de l'ergeron.

Entre Tergnier et Travecy, à l'W du bois des Perruches se voient à + 72 m. 50 (= Oise + 26 m. 50) de nombreux cailloux très petits.

On est tenté de réunir aux alluvions de l'E de Rouy (altitude relative, 37 à 46 m.) celles d'Épourdon (47) et celles de l'W de Servais (34 m.).

Les alluvions du plateau d'Andelain (57 m.) formeraient un niveau plus élevé.

Celles, très douteuses, du bois des Perruches et de Rogécourt seraient d'un niveau plus bas.

Mais, nous le répétons, en l'état de nos recherches nous ne pouvons pas conclure; seule l'existence [d'alluvions anciennes pouvant atteindre 46 m. au-dessus de l'Oise est certaine.

Nous nous permettrons d'attirer l'attention sur la similitude d'aspect que présentent dans leur répartition horizontale les alluvions des environs de Guise et de La Fère. N'y aurait-il pas eu ici comme là une capture; n'est-il pas tentant de *prolonger la vallée de la Serre par la Somme qui n'est séparée que par un seuil insignifiant si aisément franchi par le canal Crozat*? Cela pourrait être une explication de l'absence d'*Elephas antiquus* en amont de La Fère; à côté de cet argument négatif, peut-être simplement dû à notre ignorance, les alluvions elles-mêmes ne semblent donner aucun argument; à part les alluvions entre Tergnier et Liez, rien ne parle en faveur de cette hypothèse; dans l'état actuel de nos connaissances nous ne pouvons poursuivre les alluvions des environs de La Fère ni en amont dans la vallée de la Serre, ni vers la Somme.

DE LA SERRE A GUISE.

Briquet (1908) a parfaitement mis en évidence la capture très nette par l'Oise de l'ancienne vallée de la Sambre; les alluvions élevées en amont de Noirieu ne se retrouvent pas en aval dans la vallée de l'Oise, mais dans la vallée du Noirieu et de la Sambre. Un autre fait frappe en examinant la feuille de Laon; tandis que des alluvions anciennes sont marquées dans la vallée de la Serre et dans celle de l'Oise en aval de La Fère, elles sont absentes en amont; les alluvions anciennes se retrouvent au-delà de la capture du Noirieu. Il convient de ne point trop se fier à ces indications car en comparant la carte de Laon et celle de Cambrai on voit que l'interprétation des alluvions varie de l'une à l'autre, des alluvions s'arrêtant brutalement à la limite des 2 feuilles. Malgré cette restriction, il n'en est pas moins vrai que l'on ne voit plus d'alluvions affleurer sur les pentes en amont de La Fère. D'Archiac (1843) avait signalé déjà que, entre la Serre et le Noirieu, le diluvium se montre rarement au-dessus du

fond tandis que, plus en amont, on observe, de même que dans la vallée de la Serre, des dépôts élevés et discontinus¹. Et ceci s'accorde avec les observations de M. Briquet; l'ancien cours de l'Oise comprenait la Serre et la vallée actuelle en aval de La Fère; un petit affluent, travaillant à l'époque des bas niveaux a capté le haut cours de la Sambre au profit de ce complexe.

Achery. Au confluent de la Serre, la carte mentionne un paquet d'alluvions qui s'étendrait de + 60 à + 70 m. c'est-à-dire de 14 à 24 m. au-dessus de la plaine inondable; nous en avons recherché vainement les traces, nous avons cependant trouvé 2 exploitations à la râperie d'Achery. L'exploitation N à + 62 m. 50 montre 1 m. de terre à brique et 2 à 4 m. du lœss recouvrant la surface largement accidentée d'alluvions (sables et cailloux) épaisses d'au moins 2 m. 50. Dans la carrière S, 1 m. de terre à brique, avec, par endroits, 1 m. de lœss, recouvre 3 m. d'alluvions d'allure très irrégulière à la base, dans la masse ou au sommet. Le sable et le lœss sont ici mal délimités. Le niveau supérieur des sables et cailloux et ici comme dans la carrière N à + 59 m. 50 (= Oise-Serre + 13 m. 5) c'est-à-dire à la même altitude relative que les alluvions de Vouël.

Mayot. A l'E de Mayot, existerait d'après la carte un lambeau d'alluvions à + 85 m. (= Oise + 30 ou 33 m.), mais nous n'y avons rien vu de semblable; nous avons observé, à la faveur d'une petite galerie, 2 m. de lœss reposant directement sur la craie, peut-être existe-t-il en quelque points un cailloutis de base de l'ergeron. Nous ne tiendrons pas compte de cette indication.

Bernot (feuille de Cambrai). Entre Bernot et Hauteville, au niveau de la plaine inondable à l'W de la grand'route, nous avons observé du lœss reposant sur une espèce de presle; nous n'avons pas vu les alluvions proprement dites qui devraient d'après la carte y exister et s'élever jusqu'à + 105 m. (= Oise + 27 m. au NE de Bernot, = Oise + 34 m. à la Neuville) et qui ont été exploitées comme gravier pour empierrement à côté de la route. Nous croyons que c'est simplement par suite d'une erreur de dessin que la Carte géologique indique des alluvions aussi élevées.

ENVIRONS DE GUISE.

Des renseignements détaillés et de bonnes coupes ont été donnés par Boule [1892, p. 429], Briquet [1908], Gosselet [1901], Rutot [1902]. Après de telles études, nous n'aurons rien à ajouter d'autant plus que les observations sont maintenant très difficiles, ainsi nous n'avons pas retrouvé les belles coupes, reproduisant fidèlement la superposition classique des limons établie par Ladrière et retrouvée

1. Ces alluvions anciennes (a^{1a}) de la Serre n'atteindraient pas 5 à 10 m. au-dessus de la plaine inondable, elles la dépasseraient de 18 m. à Mesbrecourt, mais leur limite est à vérifier.

à Guise par Gosselet puis Rutot. Briquet a mis lumineusement en évidence la capture de l'ancienne haute Sambre, mais nous ne croyons pas pouvoir le suivre dans sa reconstitution d'anciens méandres à des altitudes variées et dans sa reconnaissance des 5 niveaux alluviaux non compris le lit majeur.

Les bas niveaux que nous avons suivie en aval se retrouvent aux environs de Guise.

A Vadancourt, localité célèbre, dit Gosselet [1901] par sa richesse en ossements, une carrière au N du cimetière nous a montré un dos d'âne de craie recouvert au sommet par 1 m. 75 d'alluvions (cailloux et graviers mélangés) et par 3 à 4 m. de terre à brique, ces formations s'inclinent rapidement vers le thalweg au-dessus duquel le sommet des alluvions caillouteuses s'élève à un peu moins de 8 m. Nous avons rapporté une dent d'*Elephas primigenius* venant des graviers, elle est identique à celles que nous avons recueillies à Précý-sur-Oise en particulier, où elles proviennent spécialement du niveau moustérien.

A Lesquielles-Saint-Germain, des alluvions à + 104 m. (= Oise + 12 m.) ont donné d'après Gosselet (1889-90) *Elephas primigenius*.

A Macquigny, au pont de la route d'Hauteville, la berge montre sous 0 m. 50 de terre végétale, 2 m. 50 de sable et cailloux, ceux-ci recouverts par celui-là ; les alluvions doivent à Macquigny s'élever à 10 m. au-dessus de la plaine inondable.

Les alluvions plus élevées forment le principal intérêt de Guise, malheureusement nous ne connaissons ni faune, ni industrie en provenant ; les coupes données par Gosselet et Rutot concordent si ce n'est qu'entre le limon fendillé et le limon panaché ce dernier auteur ne mentionne pas de limon sableux à points noirs. La coupe donnée de la « terrasse dominant de 30 à 60 m. les bas niveaux » est la suivante :

Terre à brique.
 Ergeron sans cailloutis de base.
 Limon gris.
 Limon fendillé.
 Limon panaché.
 Cailloutis.
 Glaise bleuâtre.
 Sable grossier.
 Cailloutis.
 Craie à *Micraster breviporus*.

Le faciès de ces formations¹ si conforme à celui du Nord de la France semble autoriser à rapporter les limons inférieurs à l'Acheu-

1. Sur la formation de ces limons considérés comme le résidu des couches tertiaires disparues, voir Boule (1892, p. 429).

léen et l'ergeron au Moustérien ; la capture serait ainsi postérieure à l'Acheuléen et contemporaine du Moustérien.

A l'E de Grand Verly, la route de Guise entame entre + 106 m. et + 114 m. c'est-à-dire entre 18 et 26 m. au-dessus du talweg des alluvions caillouteuses indiquées par la carte et par Briquet ; on peut voir à l'E de l'écluse de Grand-Verly, au niveau de la plaine inondable des traces d'anciens méandres qui entament nettement le versant de ces alluvions, ces traces postérieures à la capture sont un bon exemple du contraste signalé par Briquet entre la fraîcheur de la vallée postérieure à la capture et la maturité de l'ancienne [Briquet 1908, p. 18].

Les alluvions de l'ancienne Sambre sont encore exploitées à 40 m. environ au-dessus de l'Oise à la lisière N de Lesquielles-Saint-Germain ; 3 m. 50 de cailloux recouvrent 0 m. 50 au moins de sable vert alluvial ; au-dessus existent des limons, un petit paquet mal observable semblait formé de limon roux fendillé supporté par du limon panaché, mais cette identification n'est pas bien établie.

Hors des exploitations, il est difficile d'étudier les alluvions d'après la nature du sol, puisque la plupart du temps elles sont recouvertes de limon ; elles semblent cependant s'élever parfois à plus de 40 m. au-dessus de la plaine inondable ; le long de la route de Guise à Valenciennes, à l'W de la ferme Bono, on observe un petit cailloutis de + 130 m. à + 135 m., donc de 40 à 45 m. au-dessus de l'Oise ; mais ne s'agit-il pas d'un cailloutis du lœss ancien ou récent. Ailleurs, en des points où la carte mentionne des alluvions, on ne trouve que de rares cailloux, témoins insuffisants, ou du lœss ou de la terre à brique seule exploitée comme le long de la route de la Capelle entre Guise et Villers-lès-Guise.

A la Sucrerie au S du faubourg de Saint-Sulpice, en un point où la carte mentionne des alluvions (a ^{1a}), une coupe montre 1 m 75 de terre à brique directement superposée à la craie. L'étude de cette région réserverait certainement bien des surprises si les exploitations étaient plus nombreuses.

On ne doit retenir que l'existence d'anciennes alluvions de la Sambre atteignant 40 m. au-dessus du lit majeur actuel, d'alluvions à *Elephas primigenius* atteignant au maximum 10 m., le faciès des formations limoneuses au S de la citadelle de Guise assimilables aux lœss ancien (Acheuléen) et récent (Moustérien ou âge du Renne) du Nord de la France, enfin la capture qu'il convient de placer au cours du Moustérien ¹.

1. a) L'existence de gros blocs de roches des Ardennes (quartzites cambriens, etc...) associés à la faune et l'industrie moustérienne signalée par Comment (1916, p. 326) en est une confirmation, le bassin actuel de la Serre ne renfermant pas de terrains primaires.

b) L'Oise est le seul cours d'eau de la région de Guise descendant des Ardennes, Gosselet a fait remarquer que l'on trouve des cailloux ardennais dans

DE GUISE A LA SOURCE.

En amont de Guise doit se présenter *à priori* une difficulté, en effet les alluvions élevées de 40 m. au-dessus de l'Oise aux environs de cette ville n'ont pas du tout la valeur d'alluvions semblables qui auraient été déposées par cette rivière, il s'agit en effet d'alluvions de l'ancienne Sambre et dans la vallée actuelle de celle-ci cette bande d'alluvions se prolonge sous les limons modernes. En amont de Guise, c'est donc employer une notation hétérogène que de situer les alluvions élevées par rapport à celles de l'Oise ; il serait logique, dans l'ignorance où nous sommes du lit imaginaire de la Sambre si la capture n'avait pas eu lieu, de rapporter les alluvions élevées à la terrasse des alluvions de 40 m. ; mais il faudrait pouvoir suivre celle-ci avec assez de continuité ; en l'absence de documents paléontologiques, on est dépourvu du guide le plus sûr dans ce travail de reconstitution. Nous serons forcés, faute de mieux, de rapporter les niveaux à la plaine inondable de l'Oise, commettant ainsi une véritable faute ; cela est d'autant plus grave que maintenant nous allons voir le profil en long de l'Oise se relever très rapidement ; il ne faut y voir que la recherche d'une notation pratique. Un vaste manteau de limon des plateaux (*p* de la feuille de Rocroi) va d'ailleurs nous cacher un grand nombre de données du problème et les exploitations sont rares.

Des alluvions peu élevées s'observent jusqu'à Hirson, souvent rapportables franchement aux bas niveaux de l'Oise, mais parfois leur altitude permet de les rattacher aussi bien à un niveau qu'à un autre. Nous les traiterons donc toutes ensemble.

Flavigny-le-Grand. A l'W de Beaurain nous avons observé la craie puis les alluvions (silex et galets) à + 115 m. (= Oise + 15 m.), par contre nous n'avons pas retrouvé les alluvions qui s'élèveraient entre + 125 et + 140 m. (Oise + 30 m. et + 45 m.) entre Beaurain et Audigny.

Au NE de Beaurain, au N de la route ($x = 209, 400, y = 350, 150$), 3 m. au moins d'alluvions atteignent + 133 m. (= Oise + 31 m.) et s'élèveraient à + 140 m. (= Oise + 38 m.) d'après la carte ; 2 m. de terre à brique les recouvrent. Il semble permis de rattacher ces alluvions au niveau de 40 m. des environs de Guise.

Proissy. Au-dessus du cimetière de Proissy, des cailloux indiquent des alluvions à + 156 m. (= Oise + 51 m.), faut-il y voir la prolongation du niveau supérieur à 40 m. soupçonné près de Guise ou le cailloutis de base de terre à brique qui s'observe à quelques mètres de là et un peu plus haut.

les affluents jusqu'à 4 ou 5 kilomètres en amont des confluent ; Boule (1892, p. 429) a montré que l'altitude des anciennes alluvions de l'Oise pouvait expliquer cette anomalie.

Gomont. A Gomont, la carte indique 2 niveaux étagés de 10 à 15 m. et de 23 à 30 m. au-dessus de l'Oise, mais il n'est possible actuellement de rien voir.

On ne peut rien voir non plus des alluvions qui, selon la carte, s'élèveraient au-dessus de l'Oise de 20 à 60 m. à Chigny (R. D.), de 20 m. à Marly et Saint-Algis, de 28 m. à Autrepes.

Entre Erloy et Sorbais. Dans la forêt de Regnaval à 1 km. à l'E du Moulin Berton, le chemin entame des alluvions caillouteuses très nettes à + 145 m. (= Oise + 22 m.); elles s'élèvent plusieurs mètres plus haut, la carte les ferait s'élever jusqu'à 37 m. au-dessus de l'Oise.

Autour de Sorbais, elles s'élèveraient à 35 et 38 m. au-dessus de l'Oise sur les rives gauche et droite du Lerzy, mais nous n'avons rien vu.

Gergny. A Gergny la tranchée de la route montre 6 m. de cailloux atteignant l'altitude + 138 m. (= Oise + 8 m.); la carte en indique entre + 140 et 150 m. (= Oise + 10 et + 20 m.).

Effry. Au S de la route de Luzoir à Winy, au N de l'église d'Effry, une petite carrière montre à + 160 m. (= Oise + 21 m.) 2 m. de cailloux et de sable (peu de silex, surtout des roches anciennes) surmontés de 0 m. 50 de terre végétale et de limon passant au sable.

A 150 m. à l'E de la station, à + 150 m. (= Oise + 11 m.), 0 m. 50 de cailloux alluvionnaires reposent sur du Calcaire oolithique du Jurassique.

Ohis. A 600 m. à l'W de Neuve-Maison, on observe à + 160 m. (= Oise + 15 m.) reposant sur du calcaire en place, 2 m. environ de cailloux surmontés d'un mètre de terre à brique.

Hirson. Enfin à l'issue W d'Hirson, la tranchée d'une voie ferrée, à 150 m. à l'W de l'Abattoir montre à + 165 m. donc à 3 m. seulement au-dessus de la plaine alluviale, 1 m. 20 de cailloux et graviers fluviaux reposant sur les marnes gris bleuâtre du Secondaire.

En amont d'Hirson. En pénétrant dans les Ardennes, nous trouvons un pays très couvert, soit de bois, soit de prairies, où l'Oise à l'état de petit ruisseau que l'on pourrait franchir en sautant à Fourneau-Philippe, a son profil sérieusement altéré pour l'établissement de chutes d'eau utilisées industriellement. Au NW de la ferme Dawen, à l'E de Macquenoise, l'Oise coule sur les schistes paléozoïques sans trace d'alluvions.

Il semble que l'on devrait plutôt prolonger le cours de l'Oise par celui du Gland dans la vallée duquel des alluvions formées de roches anciennes sont signalées par d'Archiac (1843, p. 195) au-dessous de Fontaine entre Hirson et Rue-sous-Gland et entre Saint-Michel et Montorieux.

Comme on le voit, l'examen des alluvions en amont de Guise devient des plus délicats ; les niveaux sont mal séparés, s'observent à des altitudes très variables et voisines les unes des autres depuis quelques mètres jusqu'à 40 ou 50 m. au-dessus du lit majeur. Et c'est justement là que le secours de la paléontologie nous manque. En l'état actuel des observations, il est préférable de ne pas chercher à grouper ces niveaux en plusieurs étages. On peut seulement dire que les alluvions élevées de 40 m. au-dessus de l'Oise à Guise et les bas niveaux se prolongent vers l'amont.

Nous ne possédons le résultat que de deux sondages dans cette partie de la vallée, le seul ayant quelque intérêt est celui de la gare de Guise où la craie a été rencontrée sous du gravier à 10 m. au-dessous de la plaine inondable. Il est possible que le maximum du creusement ait lieu avant la capture de la Haute-Sambre, dans ce cas on ne devrait pas trouver au-dessous de l'Oise actuelle la même épaisseur d'alluvions qu'en aval.

LARGEUR DE LA VALLÉE.

La largeur de la vallée est fonction de la nature géologique du sol ; les grands élargissements s'observent au contact du Crétacé et de l'Éocène ; lorsque le revêtement du calcaire grossier a disparu, les niveaux inférieurs, thanétien, sparnacien, cuisien, sans consistance ont été facilement enlevés (régions de Beaumont-sur-Oise-Saint-Leu-d'Esserent, Pont-Sainte-Maxence — Compiègne, Noyon-La-Fère). L'étréitesse remarquable de la vallée entre Méry et L'Isle-Adam paraît fonction uniquement de la nature du terrain (Calcaire grossier) ; il n'y a pas lieu d'y voir l'effet des failles constatées en cette région ou des flexures qui ont pu toutefois influencer sur le tracé (Dollfus, 1900, p. 31¹).

Résumé. Dans une première phase du Chelléen se sont déposées des alluvions à 30 m. au-dessus de la plaine inondable, dans la dernière phase de cette époque, le lit a atteint son niveau actuel, des alluvions acheuléennes ont comblé cette vallée ; les eaux moustériennes ont raviné ces dépôts puis ont remblayé en partie la vallée ; le niveau de ce remblaiement a été inférieur, au moins en certains points. (Précy) au niveau supérieur pourtant érodé des graviers acheuléens ; la fin du moustérien a vu la rivière abandonner ses alluvions et creuser son lit jusqu'à 29 m. au-dessous de la plaine inondable actuelle, puis la remblayer jusqu'à ce dernier niveau. Ce complexe d'alluvions du Chelléen supérieur, de l'Acheuléen, du Moustérien s'observe depuis la

1. De Mercey distinguait comme directions principales dans le Nord de la France celle de la Basse Oise et celle de la Basse Somme.

plaine inondable jusqu'à un niveau supérieur de 15 m. rarement atteint ou conservé. Ces faits sont donc comparables à ceux observés par MM. Depéret et Chaput (1921-1924) dans d'autres vallées. Le lœss qui ne nous a fourni dans la vallée de l'Oise elle-même que du Moustérien a pu se déposer encore plus tard, dans une région bien voisine près de Beauvais, à Saint-Just-des-Marais, (Thiot 1904), il renferme en effet une industrie aurignacienne. Ce lœss a recouvert la partie des alluvions des bas niveaux situés au-dessus du remblaiement le plus récent ; on l'observerait plus bas également mais très rarement, si le dépôt observé entre Bernot et Hauteville est bien un véritable lœss.

Un affluent de l'ancienne Oise a capté au Moustérien le haut cours de la Sambre où s'observent des alluvions élevées par rapport à l'Oise actuelle. Dans le cours de l'Oise prémoustérienne, les alluvions supérieures aux bas niveaux ne s'observent qu'en de rares points en aval de Chambly et près de la Fère.

Que devons-nous penser de l'extension des règles énoncées par M. Depéret pour d'autres vallées ? Il faut recourir à une variation du niveau de base par mouvement absolu soit de la terre soit de la mer ; il est bien difficile d'admettre un mouvement d'ensemble et régulier d'une telle surface ; pour le Nord de la France, le mouvement de la mer paraît expliquer le plus facilement les faits observés ; dans d'autres régions moins tranquilles tectoniquement, pour rendre compte par exemple des anomalies des grottes de Grimaldi (Boule 1906), les mouvements du sol devront toujours être invoqués. Nous avons constaté à la fin du Moustérien un remblaiement important consécutif au surcreusement, avons-nous dit, général dans le Nord de la France ; ainsi s'étendrait cette proposition de M. Boule (1906, p. 154) que les « grandes invasions glaciaires correspondraient ainsi aux grands mouvements positifs de la mer et les périodes interglaciaires aux mouvements négatifs », mais il faut aussi remarquer d'une part que l'invasion par la faune froide à Renne et Bœuf musqué était un fait accompli avant ce surcreusement et qu'il n'y a eu que des variations de niveau nulles ou bien faibles entre l'époque de ces Mammifères et celle de l'Hippopotame, d'autre part que l'on pourrait aussi bien faire coïncider la grande invasion glaciaire avec le creusement de 29 m. qu'avec le comblement, le maximum de la glaciation würmienne n'étant pas parfaitement datée archéologiquement. Ces faibles variations d'altitude ne peuvent rendre compte à elles seules des variations climatiques ; tout se tient évidemment mais il faut rechercher un lien plus complexe entre les deux phénomènes ; les variations

du niveau marin peuvent avoir été synchroniques de mouvements plus importants dans les régions anciennement plissées.

Au point de vue géographique, la capture de la Haute-Sambre par l'Oise est prouvée, celle de la Serre aux dépens de la Somme probable. Il est à remarquer aussi que les hauts niveaux n'ont pas encore été observés en amont de Chambly et qu'il faut gagner La Fère et Guise pour trouver des alluvions élevées qui peuvent ne pas se relier aux hauts niveaux de la basse Oise.

Au point de vue paléontologique, nous avons constaté la présence d'*Elephas primigenius* var. *Sibiricus* au moins dès la base du Moustérien sinon dès la fin de l'Acheuléen; MM. Depéret et Mayet qui ne font apparaître ce Mammouth qu'après le Moustérien ont d'ailleurs fait remarquer (1923, p. 189) qu'il est malheureusement difficile de trouver dans les auteurs des indications bien précises en ce qui concerne le niveau stratigraphique exact de cette forme. Du reste, d'après l'étude détaillée du système pileux et de la peau du mammouth sibérien, ce pelage n'était qu'une médiocre protection contre le froid, il ne l'aurait donc point gêné sous le climat tempéré de l'Acheuléen.

Elephas trogontherii se rencontre à Moru dans les graviers des bas niveaux; à notre connaissance, cet éléphant n'a été signalé dans le Nord de la France que dans les graviers de la terrasse de 30 m. (Depéret et Mayet, 1923, p. 182); cet animal ayant encore vécu à l'Acheuléen, sa présence à Moru, où *E. antiquus* se rencontre, n'est a fortiori pas étonnante; nous avons d'ailleurs recueilli à Chelles une dent malheureusement bien usée que nous rapportons à cette espèce.

La faune chaude à *Elephas antiquus* a été retrouvée depuis le confluent avec la Seine jusqu'à très peu de distance de La Fère; le Mammouth lui a succédé, associé bientôt à une faune froide à *Cervus tarandus*, *Ovibos moschatus*. Il ne serait pas impossible qu'*Elephas primigenius* et *E. antiquus* aient cohabité.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE¹

- D'ARCHIAC. 1843. Description géologique du département de l'Aisne
(*Mém. S. G. F.*, t. V. 2^e part.).
» 1854-1865. Leçons sur la faune quaternaire.

1. Nous n'avons pas mentionné ici certains travaux qui nous ont paru inutiles, L'abbé Lambert « (Guide du Géologue) », en cite un certain nombre dans sa bibliographie des départements de l'Oise et de l'Aisne.

- TH. BAUDON. 1908. Le préhistorique sur la falaise du Thelle (Oise). II. Période acheuléenne (Congrès préhistorique de France; session d'Autun).
- BELGRAND. 1869. La Seine. Le Bassin parisien aux âges antéhistoriques (Paris).
- BOULE. 1892. Une excursion dans le Quaternaire du Nord de la France (*Anthropologie* III, p. 426-434).
1906. Les grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé), t. I, fasc. II, Géologie et Paléontologie (Monaco).
- BOURLON. 1912. La station préhistorique de Bellon près Vierzon (Cher) (*Mém. Soc. antiq. du Centre*, vol. XXXIV Bourges).
- BRIQUET. 1908. Sambre et Oise : une capture (*Ann. Soc. géol. du N.*, t. XXXVII).
- CAPITAN. 1901. Alluvions quaternaires autour de Paris (*Rev. Ec. d'Anthr.*).
- COMMENT. 1913. I. Quelques remarques sur les Éléphants quaternaires de Saint-Acheul et de Moutiers (*Bull. Soc. Linéenne du N de la France*, 1912).
» 1913. II. Les alluvions moustériennes de l'Oise à Pontlévéque (*Ann. Soc. géol., du N.*, t. XLII).
» 1914. Les hommes contemporains du Renne dans la vallée de la Somme (*Mém. in-8° de la Soc. des Antiquaires de Picardie*. Tome XXXVII. Amiens).
» 1916. Les terrains quaternaires des tranchées du nouveau canal du Nord (*L'Anthropologie*. T. XXVII, p. 309 et seq., p. 517 et seq.).
- DEPÉRET et CHAPUT. 1921. Sur la stratigraphie des dépôts quaternaires du Nord de la France. — Sur les faunes et les industries humaines des dépôts quaternaires du N de la France (*C.R. som., S. G. F.* 1921, p. 198 et p. 229).
» 1924. Nouvelles observations sur la corrélation des terrasses fluviales et des industries paléolithiques (*C.R. som., S. G. F.* 1924, p. 64).
- DEPÉRET et MAYET. 1923. Les éléphants pliocènes. I. Monographie des éléphants pliocènes d'Europe et de l'Afrique du Nord (*Ann. de l'Université de Lyon*, fasc. 42, Lyon-Paris).
- DOLLFUS. 1900. Relation entre la situation géologique du bassin de Paris et son hydrographie (*Ann. de Géographie*).
- GOSSELET. 1889-1890. (*Ann. Soc. géol. du N*; tome XVII, p. 245).
» 1901. Esquisse géologique du Nord de la France (âge quaternaire, terrain pléistocène, p. 278 et seq. (*Ann. Soc. géol. du N.*, tome XXX).
- GRAVES. 1847. Essai sur la topographie géognostique du département de l'Oise (Beauvais).
- HAUG. 1908-1911. *Traité de Géologie* (Paris).

- ABBÉ LAMBERT. 1864. Mémoire sur le Diluvium de Viry-Nouveau et les fossiles qu'il renferme (Paris).
- LARTET. 1864. Sur une portion de crâne fossile d'*Ovibus moschatus*, BLAINVILLE), trouvée par M. le Dr Eug. Robert dans le diluvium de Précy (Oise) (*C.R. Ac. des Sc.*, 27 juin 1864).
- LAVILLE. 1898. Le gisement chelléo-moustérien à Corbicules de Cergy (*Bull. Soc. Anthropol.*).
- » 1902. Réponse à M. Rutot sur son étude géologique et anthropologique du gisement de Cergy (*Bull. Soc. Anthropol.*).
- » 1908. La marmotte d'Eragny (*Bull. Soc. Anthropol.*).
- » 1910(1). Le climat chaud présumé du pléistocène (*B.S.A.*).
- » 1910 (2). Silex taillés des graviers de fond rappelant les types néolithiques (*B.S.A.*).
- » 1910 (3). Pièces moustériennes typiques et couteau en croissant des couches à *Elephas antiquus* FALC. de Cergy (*B.S.A.*).
- » 1910 (4). Nouvelle note sur des pièces du paléolithique supérieur, dans les couches à *Elephas antiquus* de Cergy et réflexions sur l'âge et le mode des dépôts quaternaires et récents des environs de Paris.
- » 1910(5). Comparaison du crâne de la Marmotte d'Eragny avec un crâne d'une marmotte du Thibet.
- PAUL LEMOINE. 1911. Géologie du Bassin de Paris (Paris).
- A. et A. MARY. 1910. Essai sur les rapports de l'évolution hydrographique quaternaire et de la chronologie humaine aux environs de Beauvais (Oise). [Congr. Préhist. de France, de Beauvais].
- G. et A. DE MORTILLET. 1909. Le Préhistorique, origine et antiquité de l'homme, 3^e éd. [Paris] (réédition en 1910).
- RUTOT. 1902. Étude archéologique et anthropologique du gisement de Cergy (Seine-et-Oise) [Communication faite à la Soc. d'Anthrop. de Bruxelles, 27 janvier 1902].
- THIOT. 1904. I. La station et l'atelier préhistorique de Saint-Just-des-Marais près Beauvais (Oise) [*Bull. Soc. Préhist. de France*, 1^{er} juin 1904].
- » 1904. II. Superposition de diverses industries préhistoriques à Saint-Just-des-Marais (Oise) [Homme préhistorique 2^e année 1904, n^o 10 ; Paris].
- » 1910. La faune paléolithique du département de l'Oise [Congrès préhistorique de France ; session de Beauvais].

ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE SOMMAIRE DE LA FAUNE DU DJEBEL GROUZ (SAHARA MAROCAIN).

PAR **P. Russo.**¹

La région saharienne montagneuse qui sépare le territoire de Figuig et des Hauts Plateaux (Maroc) du territoire d'Aïn Sefra (Algérie) est un pays très peu connu, et malgré le grand intérêt qu'elle présente comme limite entre le pays des Hauts Plateaux et le Horst saharien, elle n'a été étudiée encore au point de vue paléontologique, que dans sa partie la plus orientale, celle qui ressortit politiquement à l'Algérie. Les pages qu'on va lire ont pour but d'apporter quelques indications sur la partie encore inconnue de cette région en décrivant la faune que j'ai recueillie dans le Djebel Grouz.

Cette montagne, qui constitue à elle seule la plus grande partie de cette région limite entre le Maroc et l'Algérie dans le Nord-Saharien, est un puissant massif peu articulé, atteignant l'altitude de 1905 m. et de forme grossièrement triangulaire. Long de 100 km. d'Est en Ouest et large de 20 du Nord au Sud dans sa partie occidentale il n'offre plus dans l'Est que 4 km. de large. Il se présente donc comme un triangle isocèle dont le petit angle regarderait l'Est.

Il est formé de très épaisses assises calcaires et gréseuses appartenant à un pli couché vers le Sud et il représente en entier la série liasique ainsi que le Bajocien et une partie du Bathonien. Le tout repose sur des conglomérats, grès et argiles triasiques et en partie permien.

La plupart des espèces que j'y ai recueillies proviennent des assises toarciennes et aaléniennes, constituées par des marnes vertes, grises ou rouges, avec intercalations de calcaires et de grès. Les assises plus bas situées, formées de calcaires et de grès et représentant le Lias moyen et le Lias inférieur n'ont donné qu'un petit nombre de fossiles. Les niveaux les plus inférieurs se sont montrés entièrement dépourvus de restes organisés.

On peut schématiser comme suit, dans le Grouz, la succession des assises fossilifères et de celles qui ne le sont pas (Les indications portées indiquent la richesse ou la pauvreté non comme espèces mais comme individus).

1. Note présentée à la séance du 17 Novembre 1924.

Bajocien	Calcaires gris.....	Assez fossilifères.
Aalénien	Marnes et calcaires verts et rouges.....	Très fossilifères.
Toarcién	Marnes et calcaires verts et rouges.....	Fossilifères.
Charmouthien sup.	Calcaires gris.....	Assez peu fossilifères.
Charmouthien moy.	Calcaires gris.....	Peu fossilifères.
Charmouthien inf.	Calcaires gris.....	} Zone fossilifère, mais peu riche.
Sinémurien sup.	Calcaires gréseux blancs rosés.....	
Sinémurien inf.	Calcaires compacts blancs rosés souvent gréseux.	Non fossilifères.
Infra-Lias	Calcaires noirs.....	id.
Trias	Argiles et marnes rouges.	id.

Je donne ci-après une description sommaire des principales espèces recueillies, dans laquelle je réserve les diagnoses détaillées pour les échantillons incomplets ou imparfaits qui ne sont par suite pas identiques aux types décrits et figurés, ou pour les espèces nouvelles, d'ailleurs peu nombreuses.

Tous les échantillons en bon état sont rapportés au type classique dont je leur donne le nom, avec toutes références appropriées, mais sans description détaillée.

Les espèces recueillies permettent de retrouver au Djebel Grouz les principales zones d'ammonites classiques dans le Lias.

PRINCIPALES ESPÈCES RECUEILLIES.

ISASTRAEA BERNARDI D'ORB.

Un exemplaire en assez bon état mais très petit. Provient de Tanezzara, flanc N du Grouz. L'échantillon est tout à fait comparable à un échantillon de la collection RICHE de l'Université de Lyon. Les calices sont pentagonaux, la muraille est élevée, il y a soudure sur toute l'étendue des bords des calices.

SPIRIFERINA ROSTRATA SCHLOT.

Quatre échantillons, dont un seul en bon état, permettant une étude détaillée. Tous de formes inscriptibles dans un losange. Dimensions moyennes : largeur 22 mm., hauteur 20 mm., épaisseur 15 mm. Ces sujets sont entièrement comparables à la figure de SCHLOTHEIM : *Petrefactenkunde* p. 260 pl. XVI. Cette espèce est attribuée par HAAS et PETRI au Sinémurien (*Die Brachiopoden von Elsass Lothringen* 1882 pl. XVI, en donne une bonne figuration). Provient de Grouz-Haimer, Sommet du Grouz, Chemin des crêtes.

SPIRIFERINA ROSTRATA SCHLOT. var. *grouziana* (n. var.).

Coquille de taille moyenne (20 × 20 mm. épaisseur 15 mm.), très bombée, à valves très inégales, présentant des stries d'accroissement concentriques, sinueuses, s'accusant de plus en plus avec l'âge vers la région palléale. Petite valve subelliptique convexe, le grand axe de l'ellipse parallèle à la ligne cardinale qui est légèrement incurvée. Un bourrelet large et peu saillant s'étend du crochet de la petite valve au bord palléal dessinant un rostre. Le crochet est court, très recourbé, les parties latérales sont lisses. Grande valve convexe losangique, portant dans sa partie médiane un sinus large et peu profond. Crochet très grand, recourbé, séparé de la ligne cardinale par une area très grande, à la fois large et haute, bien marquée et portant une ouverture deltoïdienne large. La forme générale, surtout en ce qui concerne le crochet de la grande valve et la disposition de l'aréa et de la ligne cardinale, se rapprocheraient de celle de *Sp. alpina*, mais cette dernière offre une ligne frontale rectiligne alors que celle de mon échantillon est biplissée. (V. OPPEL. Zeitschr. d. deutsche geol. Gesellsch. 13-14. 1861-1862. Ueber die Brachiopoden des Unteren Lias, p. 541, pl. XI, fig. 5a, b, c.). On remarquera que cet échantillon n'est pas non plus sans analogies, encore plus marquées, avec *Sp. praerostrata* FLAMAND mais il faut attacher surtout son attention sur la forme de l'area et la position du crochet de la grande valve (V. FLAMAND. Thèse, Lyon. Recherches géographiques et géologiques sur le Haut pays de l'Oranie et le Sahara, 1911, p. 847) dont les caractères sont très différents. Provient du sommet du Grouz.

RHYNCHONELLA DELMENSIS HAAS.

Coquille de forme triangulaire à 9 grosses côtes fortes et groupées par trois, semblable à la figure donnée par HAAS (*Mém. Soc. Paléont. Suisse* 1885-1893, vol. XI, Brachiop. Rhétiens et Jurassiques de Alpes vaudoises, p. 79, pl. V, fig. 19-21). Sous le nom de *Rh. Delmensis*, cet auteur détache de *Rh. Briseis* cette forme qui est un peu différente de *Rh. Briseis* (V. diagnose de cette dernière in ROLLIER ; Synopsis des Spirobranches, *Mém. de la Soc. de Paléont. Suisse* 1916, vol. XLI, p. 107) qui porte 4 à 5 côtes sur le sinus, alors que *Rh. Delmensis* en porte 2 ou 3.

Dimensions : largeur 13 mm., hauteur 11 mm., épaisseur 4 mm. Provient de sommet du Grouz-Haimer.

RHYNCHONELLA POLYPTYCHA OPP.

Coquille de forme triangulaire, voisine des précédentes.

Dimensions : longueur 19 mm., hauteur 15 mm., épaisseur 10 mm.

Ressemble assez bien à la figure donnée par OPPEL (Ueber die Brachiopoden des Unteren Lias, *Zeitschr. der deutsche geol. Ges.*

13-14, 1861-1862, p. 541, pl. XI) mais le front est disposé de telle sorte que la commissure se relève brusquement en U vers la petite valve au lieu d'être rectiligné. Elle n'est pas sans ressemblance avec *Rh. Briseis* GEMM. reproduite par HAAS (Brachiopodes Rhétiens et Jurassiques des Alpes vaudoises, pl. V, fig. 16) mais le galbe général est mieux celui de *Rh. polyptycha* et je rapporte à celle-ci l'échantillon que je possède.

Provient du sommet du Grouz-Haimer.

RHYNCHONELLA BRISEIS GEMELLARO.

Échantillon ressemblant assez bien à la description de Gemellaro (Sopra alcune faune giuresse e liasiche di Sicilia : 3. Sopra i fossili della zona con *Terebratula Aspasia* MENEGH. della provincia di Palermo e di Trapani, p. 77, pl. XI, fig. 19-20). Coquille de forme subtriangulaire, légèrement globuleuse, crochet aigu, court, recourbé sur la petite valve. L'échantillon que je possède présente bien la disposition de côtes sur laquelle insiste M. DARESTE (Fossiles liasiques de la région de Guelma, p. 16) à savoir 3 plis sur la dépression médiane de la grande valve et quatre de part et d'autre, et au contraire 4 plis sur le renflement médian de la petite valve et 3 plis de part et d'autre.

Dimensions : largeur 10 mm., hauteur 11 mm., épaisseur 8 mm.

Provient du pied N du Grouz au point dit Ancien Campement.

RHYNCHONELLA ORSINII GEMELLARO.

Six exemplaires bien conservés et divers débris de coquilles de forme triangulaire. Dimensions moyennes : longueur 10 mm., hauteur 9 mm., épaisseur 6 mm.

Elle offre 14 plis comme *Rh. Moorei* mais le galbe général plus arrondi, le crochet plus fort, les plis moins fins, moins serrés et plus anguleux la font rattacher à *Rh. Orsinii* telle que la figure GEMELLARO (Ouvrage cité, p. 76, pl. XI, fig. 188. V. aussi DARESTE DE LA CHAVANNE : Fossiles liasiques de la région de Guelma, p. 14, pl. I, fig. 2).

Provient de Grouz-Haimer, Sommet du Grouz, Chemin du Grouz.

RHYNCHONELLA aff. DISTRACTA WAAGEN.

Je rapporte à une forme voisine de *Rh. distracta* une coquille triangulaire très dilatée transversalement (Dimensions : largeur 19 mm., hauteur 16 mm., épaisseur 10 mm.) offrant quatre côtes sur le sinus et six sur chaque aile et dont les caractères se rapprochent beaucoup de ceux donnés par WAAGEN (Sowerbyi zone im Auseralp. Dogger. *Benecke's geog. pal. Beiträge* Bd 1 Heft 3 München 1867, p. 639, pl. XXXI fig. 10) et rappelés par ROLLIER (Synopsis des Spirobranches. *Mem. Soc. Pal. Suisse*, 1916, vol. XLI, pl. 124).

Provient du flanc N du Grouz au point dit Ancien Campement.

RHYNCHONELLA AMALTHEI QUENSTEDT.

Plusieurs exemplaires en assez mauvais état mais pouvant être rapportés à peu près sûrement à *Rh. Amalthei* d'après les descriptions de QUENSTEDT (Petref. Deutschlands pl. XXXVII) et de ROLLIER (*Op. cit.*, p. 94). Ils offrent de 10 à 12 côtes sur les ailes et 5 sur le sinus. Dimensions moyennes : largeur 15 mm., hauteur 14 mm., épaisseur 10 mm.

RHYNCHONELLA QUADRIPLICATA ZIETEN.

Exemplaires entièrement comparables aux descriptions et figures de DAVIDSON (A Monograph on the british fossil, Brachiopoda, supplément pl. V, fig. 22) et ROLLIER (*Op. cit.*, p. 148).

Provient de Grouz-Haimer, Ancien Campement, Tisserfine.

RHYNCHONELLA NIOBE CHAPUIS et DEWALQUE.

Plusieurs exemplaires se référant exactement à la pl. XXXVII, fig. 5 de Terrains secondaires du Luxembourg. CHAPUIS et DEWALQUE.

Provient de Tanezzara.

RHYNCHONELLA TIFRITENSIS FLAMAND.

Un seul exemplaire provenant du sommet du Grouz.

Dimensions : largeur 15 mm., hauteur 14 mm., épaisseur 10 mm.

Coquille de petite taille, inéquivalve, avec stries d'accroissement irrégulièrement interrompues par des sillons. Pas de plis sur les parties centrales des valves. Les plis sont limités au bord palléal. La commissure présente un lobe médian correspondant au sinus de la grande valve. Les valves sont subtriangulaires, la plus grande largeur est un peu au-dessus du bord frontal. Le sinus médian se relève brusquement formant un angle presque droit avec la grande valve, il porte cinq plis très marqués. On voit que ces caractères correspondent pour la plupart exactement à la description de FLAMAND (*Op. cit.*, p. 865, pl. III, fig. 1-2).

RHYNCHONELLA PRAEDIIFORMIS FLAMAND.

Coquilles de petite taille dissymétriques, valves convexes gauches droite et gauche. Correspondent à la description et aux figures de FLAMAND (*Op. cit.*, p. 866, pl. XI, fig. 10 a, b, c.).

Dimensions : longueur 15 mm., largeur 15 mm., épaisseur 10 mm.

Proviennent de Oued Mélias et Ancien Campement.

RHYNCHONELLA CYNOCEPHALA RICHARD.

Très nombreux exemplaires (40 environ) correspondant très exactement à la description de RICHARD (*B. S. G. F.* (1), 1840, vol. II,

p. 263, pl. III, fig. 5 a, b, c, d, e) et de DAVIDSON (*Op. cit.*, pl. XIV, fig. 10, 11, 12, p. 77) ainsi qu'à celle reprise par FLAMAND (*Op. cit.*, p. 867, pl. XI, fig. 2 a, b, c, 9 a, b, c) et par DUMORTIER (*Étude paléontologique sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhône*, t. IV, pl. XLV, fig. 13-15, p. 206). Mais les plis du sinus et du lobe qui lui correspond ne sont pas toujours au nombre de deux ou trois comme l'indiquent ces auteurs ; certains échantillons n'en présentent qu'un seul, d'autres quatre. Il y a là quelque analogie avec *Rh. acuminata*. Toutefois la forme et le galbe général sont ceux de *Rh. cyncephala* (v. ROLLIER *op. cit.*, p. 112).

Provient de tout le flanc N du Grouz.

RHYNCHONELLA PLICATISSIMA QUENSTEDT.

Échantillon assez difficile à déterminer. Il semble cependant assez bien correspondre à la description précisée après l'auteur de l'espèce par ROLLIER (*Op. cit.*, p. 85).

Provient de Tisserfine.

RHYNCHONELLA ROYERIANA D'ORB.

Un exemplaire provenant de Tisserfine, conforme à la description de D'ORBIGNY (Prodrôme) et de Deslongschamps (*Bull. Soc. Linn. de Normandie* 1859, p. 44, pl. IV, fig. 18 a, b), et à celle reprise par SZAJNOCHA (*Die Brachiopoden Fauna von Balin bei Krakau*, p. 37, pl. VII, fig. 13-14).

WALDHEIMIA CORNUTA D'ORB.

Un échantillon provenant du sommet du Grouz.

Coquille à contour pentagonal, crochet peu élevé, area non visible cachée par le crochet, foramen de 1 mm., front rectiligne épaissi, offrant deux pointes arrondies séparées par un sillon médian intéressant les deux valves. Sinus à la grande valve, bourrelet à peine marqué à la petite valve. Stries d'accroissement très épaisses. Dimensions : largeur 17 mm., hauteur 20 mm., épaisseur 12 mm. Espèce comparable, mais de taille plus petite, à celle figurée par DESLONGSCHAMPS dans la *Paléontologie Française*, Jura. Tome VII, Brachiopodes, pl. XVII, fig. 3 a, b, c, p. 95.

TEREBRATULA VENTRICOSA HARTMANN.

Plusieurs exemplaires en état médiocre de conservation. Toutefois il est possible, sur la plupart d'entr'eux de retrouver les principaux caractères de l'espèce (ZIETEN. *Die Versteinerungen Würtembergs*, p. 53, pl. XL, fig. 2 a, b, c). Coquilles de forte taille (hauteur 54 mm., largeur 45 mm., épaisseur 55 mm.) ovales, à valves convexes presque lisses et offrant sur toute leur étendue de fines stries longitudinales

rayonnantes visibles sous le test. Il y a quelques ressemblances avec *Ter. perovalis* et *Ter. Kleinii* mais l'ensemble des caractères appartient à *Ter. ventricosa*.

Provient de Takroumet.

TEREBRATULA CADOMENSIS DESLONGSCH.

Échantillons semblables à ceux décrits par DESLONGSCHAMPS (*Pal. Fr.*, pl. LXXXIX, fig. 5 a, b, c).

Provient du flanc N du Grouz.

TEREBRATULA PEROVALIS SOWERBY.

Échantillon, provenant de Tisserfine, conforme à la description de DESLONGSCHAMPS dans *Pal. Fr.*, p. 197, pl. III, fig. 1 a, b.

TEREBRATULA OVOIDES SOW.

Échantillons provenant de Abbou Lakhal et du col de la Juive. Référés exactement à DESLONGSCHAMPS *Pal. Fr.*, p. 222, pl. XLI, fig. 2-3. Intermédiaires entre *Ter. perovalis* et *Ter. ventricosa*.

TEREBRATULA SPHEROIDALIS SOW.

Échantillon provenant de Abbou Lakhal.

Référé à *Pal. Fr.*, p. 276, pl. LXXXII, f. 1, 2, 3. (Desl.)

TEREBRATULA aff. *SUBBUCULENTA* CHAPUIS et DEWALQUE.

Échantillon, provenant de Melias, se rapportent aux descriptions de DESLONGSCHAMPS (*Pal. Fr.*, VII, p. 298, pl. LXXXVI, f. 2 a, b, c). Mais cette espèce appartient aux couches du Fullers Earth et les assises dans lesquelles j'ai recueilli mes échantillons appartiennent au sommet du Bajocien. Il s'agit donc vraisemblablement d'une espèce très voisine de *T. subbuculenta* mutation ancestrale, mais non de *T. subbuculenta* elle-même.

TEREBRATULA aff. *LAGENALIS* SCHLOT.

Des échantillons provenant du Col de la Juive et du Grouz-Haimer, sont très comparables à *T. lagenalis* SCHLOT. Toutefois cette espèce appartient au Bathonien et les couches d'où proviennent mes échantillons ne sauraient être plus récentes que le Bajocien : je pense qu'il s'agit d'une forme très voisine de l'espèce considérée mais qui ne lui est pas identique. Référence : DAVIDSON. A Monography on the british fossils, Brachiopoda, pl. VII, fig. 1, p. 42, et SCHLOTHEIM. Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigem Standpunkte n° 64, p. 234.

Je crois devoir attirer l'attention sur le fait que dans les espèces que je signale ici parmi les Térébratules, il est un assez grand nombre dont l'extension verticale devrait être considérée comme plus grande vers le bas au Nord du Sahara qu'en Europe, en particulier que dans les Iles Britanniques, à moins que comme je l'ai fait, on considère les échantillons correspondant aux descriptions classiques comme formes affines aux formes types et représentant des mutations un peu plus anciennes.

NERINAEA aff. LEBRUNIANA D'ORB.

Provient du Takroumet, se rapporte exactement à D'ORB. *Pal. Fr.*, t. II. Terr. jur., pl. 251, fig. 2-3.

PLEUROTOMARIA sp.

Échantillon fragmentaire provenant de Tanezzara.

LIMA SEMICIRCULARIS GOLDF.

Échantillon incomplet provient de Tanezzara, peut être rapporté assez exactement à *L. semicircularis* décrit par GOLDFUSS : *Petrefacta Germaniae*, p. 83, pl. CI, fig. 6.

PLAGIOSTOMA CARDIIFORMIS SOW.

Provient du Takroumet. Référence Sow. *Min. Conch.* II, p. 26, pl. CXIII.

PLAGIOSTOMA ANNONII MERIAN.

Provient de Tanezzara. Référence GREPPIN.
Bajocien de Bâle, pl. 11, fig. 5.

CHLAMYS AMBIGUA MUNST.

Provient de Takroumet. Se rapporte à la description de GOLDFUSS : *Petr. Germ.* pl. XCIX, fig. 5.

PECTEN AMBIGUUS MUNSTER.

Deux échantillons très usés, proviennent du Takroumet. D'après ce qui en demeure, on peut les rapporter à la pl. XC, fig. 5 de GOLDF. *Op. cit.*

LOPHA GREGARIA SOW.

Échantillons fragmentaires très nombreux, se rapportent à la description de SOWERBY, *Mineral Conchology* II, pl. CXI, p. 19.

OSTRAEA aff. *OBSCURA* (dét. incertaine).

Très nombreux exemplaires plus ou moins brisés provenant de Grouz-Haimer, col de la Juive, Djébel Zenaga, Melias.

OSTRAEA VUARGNYENSIS P. DE LORIOI.

Échantillons provenant de Tanezzara et de l'Ancien Campement, mauvais état de conservation mais caractères reconnaissables. Référence FLAMAND, *Op. cit.*, pl. XI, fig. 18 a, b, 19 a, b, c, 20, 21, 22.

PLEUROMYA aff. *TOUCASI* DEMORTIER.

Un sujet jeune provenant du sommet du Grouz, répond à la description de DEMORTIER : Études sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. Lias Infér. pl. XLVI, p. 200.

PLEUROMYA sp.

Un échantillon en très mauvais état provenant de l'Ancien Campement.

PHYLLOCERAS HETEROPHYLLUM SOW.

Trouvés à Tanezzara et à Teniet Zerga, deux échantillons, malheureusement fragmentaires, offrent une coquille comprimée non carénée, ornée de stries. La spire est à tours presque complètement embrassants, l'ombilic très petit. La cloison offre les caractères donnés par D'ORBIGNY dans *Pal. Fr.*, Jur. t. I, p. 339-342 et pl. 109. Le test est presque partout enlevé, ce n'est qu'en quelques très rares points que l'on aperçoit les stries rayonnantes. L'aspect d'ensemble ne peut laisser d'hésitation sur la détermination.

PHYLLOCERAS AVEYRONNENSE MONESTIER.

Grand nombre de sujets entièrement conformes à la description dans *Mém. S. G. F.*, (Paléontologie) XXIII, fasc. 2. Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du SE de l'Aveyron, p. 10, pl. II.

LYTOCERAS PSEUDO-TRAUTSCHOLDI MONESTIER.

Un échantillon provenant de Teniet Zerga, réduit à un fragment, mais tout à fait comparable aux données indiquées par MONESTIER, *Op. cit.*, p. 10, pl. II, fig. 22.

LYTOCERAS IRREGULARE MONESTIER.

Un échantillon provenant de Teniet Zerga et correspondant exactement à la description de MONESTIER, *Op. cit.*, p. 10, pl. II, fig. 22.

DUMORTIERIA LEVESQUEI D'ORB.

Un fragment de six centimètres de long. Ce fragment permet de reconnaître les caractères suivants :

Coquille comprimée, à peine carénée, à côtes simples, droites, légèrement infléchies en avant à leur côté externe. Dos obtus, tronqué, portant une petite quille très peu saillante. La cloison correspond à la description donnée par D'ORBIGNY dans *Pal. Fr.*, Ter. Jur., t. I, p. 230-232 et pl. LX, fig. 1, 2, 3. Mais le fragment que je possède paraît encore mieux correspondre à l'exemplaire décrit par MENEGHINI dans STOPPANI, *Pal. Lombarde*. Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (lias sup.) de Lombardie et de l'Apennin central, p. 48, pl. 10, fig. 5.

DUMORTIERIA sp.

Un fragment provenant de Teniet Zerga.

HAMMATOCERAS SUBINSIGNE OPPEL.

Un fragment provenant de Abbou Lakhal. Il permet la détermination des caractères suivants. Coquille comprimée, obtusément carénée, ornée de côtes peu visibles transversales, réunies trois par trois partant d'un tubercule rond situé du côté de l'ombilic. L'aspect général est bien conforme à celui indiqué par VACECK. *Fauna der Oolita von Cap San Virgilio*, pl. XIV.

HARPOCERAS FALCIFERUM SOW.

Provient de Abbou Lakhal. Est à l'état de fragment qui permet de reconnaître les caractères suivants. Coquille comprimée fortement carénée et pourvue d'une quille saillante. Côtes simples nombreuses, très flexueuses. Elles partent du pourtour de l'ombilic, se dirigeant en avant, formant un coude saillant vers les deux cinquièmes de la largeur du tour, s'infléchissent en arrière puis reviennent en avant, dessinant une faulx. Dos caréné. Spire à tours comprimés, coupés carrément au pourtour de l'ombilic.

L'exemplaire correspond à Sow. *Min. Conch.* III, p. 99, pl. 254, fig. 2 et mieux encore à D'ORB. *Pal. Fr.*, pl. 55, Jur. I, p. 215.

HARPOCERAS WUNSTORFI MONESTIER.

Échantillon correspondant à la donnée de MONESTIER (*Pal. Aveyr. Op. cit.*), p. 26, pl. II. Il n'est pas sans analogies avec *Dumortieria costula* REINECKE et *Harpoceras subfalciferum* WUNST., or MONESTIER constitue l'espèce *H. Wunstorfi* avec des sujets qui offrent ces caractères mixtes.

HARPOCERAS sp.

Fragment très usé provenant du flanc nord du Grouz.

GRAMMOCERAS STRIATULUM SOW.

Provenant de Tanezzara. On peut y retrouver les caractères suivants : Coquille comprimée, fortement carénée, à quille saillante ornée de côtes simples, minces, flexueuses, infléchies en avant, s'étendant jusqu'à la quille. Se rapporte bien à Sow. *Min. Conch.*, t. V, p. 23, pl. 421 f. 1, à d'ORB., *Pal. fr.*, Jur. I, p. 227, pl. 59 et à BUCKMANN. *Op. cit.*, p. 173, pl. XXVIII, f. 18.

GRAMMOCERAS FALLACIOSUM BAYLE.

Fragments en mauvais état pouvant être rapportés à *G. fallaciosum* (?) Proviennent de Tt Beida et Tt Zerga.

GRAMMOCERAS SUBCOMPTUM BRANCO.

Fragments incomplets provenant du Haimer et de Tt Zerga. On peut y reconnaître les caractères suivants : Coquille comprimée, non carénée, ornée de côtes simples assez aiguës, saillantes, s'interrompant au milieu du dos, ces côtes sont arquées en avant.

Les sujets se rapportent très bien à la description de BUCKMANN (*Op. cit.*), t. I, p. 198, pl. XXX, fig. 13.

GRAMMOCERAS MACTRA DUMORTIER.

Provient de Tt Beida. Se rapporte bien à la description de BUCKMANN (*Op. cit.*), p. 198, pl. XXX, fig. 5.

PARONICERAS STERNALE DE BUCH.

Un exemplaire complet provenant de Tt Zerga, conforme à d'ORB. *Pal. Fr.*, t. I, p. 345, pl. CXI.

POLYPLECTUS DISCOIDES ZIETEN.

Provient de Teniet Zerga. Correspond exactement aux descriptions de d'ORBIGNY. *Pal. Fr.* Jur. I, p. 357, pl. 115.

PLEYDELLIA AALENSIS ZIETEN.

Provient de Tt. Zerga. Correspond à la description de d'ORBIGNY. *Pal. Fr.*, p. 239, pl. LXIII. La fig. est en particulier remarquablement conforme à l'aspect de mon échantillon.

LUDWIGIA CONCAVA SOW.

Échantillons en divers états de conservation provenant de Abbou Lakhal et de Teniet Zerga. On y retrouve les caractères suivants. Coquille assez comprimée, à quille saillante, à côtes transverses arrondies, flexueuses, larges, séparées par des sillons de même largeur. Dos caréné tranchant. Cloisons conformes à la description de D'ORBIGNY. Les échantillons sont à rapporter D'ORB., *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 358, pl. 116 et à DUMORTIER : *Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques de la Vallée du Rhône*, t. IV, pl. XIII, p. 59.

LUDWIGIA MURCHISONÆ SOW.

Échantillons en assez bon état pour se montrer comparables aux données de D'ORB., *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 367, pl. 120, surtout aux figures 3 et 4.

HYATTINA aff. *BRASILII* BUCKM.

Un seul exemplaire, très dépouillé de son test, mais bien comparable à la figure donnée par BUCKMANN (*A Monograph of the inferior Oolite Ammonites of the British Islands*, pl. IV, figure 7) en 1887 sous le nom de *Lioceras Bradfordense*. Plus tard cet auteur reprit cette espèce et la rapporta à *Hyattina* sp. Mais on peut constater la grande ressemblance de cette *Hyattina* sp. et de *Hyattina brasili* (BUCKMANN, *op. cit.*, pl. XIII, fig. 78, suppl.) et les deux espèces ne me paraissent pas suffisamment distinguées l'une de l'autre.

LIOCERAS COMPTUM REINECKE.

Échantillons provenant de Abbou Lakhal et Teniet Zerga. Correspondent très bien aux descriptions de D'ORBIGNY. *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 255, pl. 62. Ce sont des fragments, mais assez bien conservés pour que les caractères existent tous.

PSEUDOLIOCERAS cf. *AUTHELINI* MONESTIER.

Un exemplaire de Teniet Zerga, entièrement conforme à la description de MONESTIER. *Mém. S. G. F.* (Paléontologie), XXIII, fasc. 2, pl. III, fig. 29, 30, 31.

HILDOCERAS BIFRONS BRUG.

Les fragments retrouvés présentent les caractères suivants. Coquille comprimée, tricarénée et pourvue d'une quille saillante, ornée en long d'un sillon profond occupant le tiers interne de la largeur des tours. Le côté interne du sillon est lisse, le côté externe offre des côtes arquées, arrondies, dont la convexité regarde du côté de l'enroulement et s'infléchit fortement en avant de la carène. Dos tricaréné à quille

obtuse entre deux carènes latérales dont elle est séparée par deux sillons. Tours coupés obliquement vers l'ombilic. Ces caractères correspondent à la description de D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 219, pl. 56 et aux indications données par le Prodrôme, t. I, p. 245.

Provient de Teniet Zerga et de Tanezzara.

HILDOCERAS aff. BIFRONS BRUG.

Un échantillon analogue au précédent, mais dont les côtes sont plus arquées et dont la partie lisse située en dedans du sillon latéral est large de plus du tiers de la largeur totale du tour. Il ressemble aux figures de STOPPANI (*Pal. lombarde, op. cit.*, pl. I, fig. 2 à 5). Ce fragment provient de Tanezzara.

SPHAEROCERAS MANSELI BUCKMANN.

Un exemplaire en bon état et complet. Diamètre de la portion connue : 55 mm., épaisseur maxima : 27 mm. Cet échantillon est entièrement comparable à celui que possède la collection de l'Université de Lyon. Il présente les caractères complets, décrits par BUCKMANN (*Quarterly Journal of Geol. Soc.*, t. XXXVII, p. 44 et 568 non figuré).

Provient de Tanezzara.

DACTYLIOCERAS ANNULATUM SOW.

Fragment très réduit où l'on ne peut reconnaître que les caractères suivants. Coquille très comprimée, non carénée, ornée en travers de côtes droites qui partent de l'ombilic et, vers les 2/3 de la longueur, se bifurquent ou se trifurquent et passent plus ou moins distinctement sur le dos sans se correspondre d'un côté à l'autre. Il paraît pouvoir être rapporté à *D. annulatum* décrit par D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 336, pl. 108, et ressemble bien aux figures de REYNES, Monographie des Ammonites du Lias, pl. VIII, fig. 1-9.

Provient de Tanezzara.

ASTEROCERAS BROOKI SOW.

Fragment provenant de Teniet Zerga. On y constate les caractères suivants. Coquille discoïdale comprimée, ornée de côtes simples transversales, étroites, assez aiguës, très légèrement arquées, s'atténuant en approchant du dos. Dos étroit, sur lequel les côtes arrivent en biseau, quille large peu aiguë, bordée de chaque côté d'un sillon. On peut assez bien rapporter ces données à celles de D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 193, pl. 45 et de celles de FUCINI, *Paleontographia italica*, Memorie di Paleontologia, n° 9, 1903. Cefalopodi liasici del Monte di Cetona. Parte 3, pl. XIX, fig. 1 a, c.

PARKINSONIA PARKINSONI SOW.

Plusieurs fragments d'échantillons, et échantillons assez complets provenant de Abbou Lakhel. On y trouve les caractères suivants. Coquille discoïdale comprimée, ornée de côtes à peine arquées, à concavité dirigée vers l'avant et offrant aux $2/3$ des tours un tubercule parfois absent. Les côtes se bifurquent ordinairement à raison de une sur deux. Dos excavé. Ces caractères correspondent à la description de SOWERBY, *Min. Conch.*, t. IV, p. 1, pl. CCCVII et à celle de D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 374, pl. 122.

AULACOCERAS INFLATUM STOPP.

Fragment de phragmocône. Vient de Abbou Lakhel. Offre trois loges, moules internes, comparables aux figures de MENEHINI, *Paleontol. Lomb. (op. cit.)*, p. 142, pl. XXVI.

BELEMNITES CANALICULATUS SCHLOTH

Fragment de rostre provenant de Abbou Lakhel, offrant les caractères suivants. Rostre déprimé en avant, arrondi en dessus, marqué d'un profond sillon médian en dessous. Les caractères sont très incomplets. En particulier, l'absence de la pointe, empêche de voir si le sillon se prolonge jusqu'à l'extrémité, mais la ressemblance serait à remarquer avec *B. sulcatus*, or *B. sulcatus* est sensiblement de diamètre égal sur toute sa longueur, et l'échantillon que je possède est légèrement conique. Il y a lieu de le référer à la description de D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 108, pl. 13, fig. 1-5. Il ressemble d'ailleurs parfaitement aux échantillons de *B. canaliculatus* de la collection LISSAJOUS à l'Université de Lyon.

BELEMNITES BLAINVILLEI VOLTZ.

Fragment de rostre. Provient de Tanezzara. Présente à peu près les mêmes caractères que le précédent mais plus conique, comprimé sur toute sa longueur. Un sillon très étroit l'orne en dessous. Tout à fait comparable aux échantillons de *B. Blainvillei* de la collection LISSAJOUS (Université de Lyon). Il est possible de le référer à la description de D'ORBIGNY, *Pal. Fr.*, Jur., I, p. 107, pl. 12, fig. 9-16.

Ces diverses espèces se répartissent stratigraphiquement de la façon suivante :

INFRALIAS.	»
SINÉMURIEN Inférieur.	»
SINÉMURIEN Supérieur.....	<i>Sp. rostrata.</i>
et	<i>Rh. plicatissima.</i>
CHARMOUTHEN.....	<i>Rh. polyptycha.</i>
	<i>Pleurom. aff. Toucasi.</i>
Zone correspondant à la Z. à <i>Pygope</i>	<i>Asteroceras Brooki.</i>

aspasia de Sicile et comprenant à la base des espèces sinémuriennes, au sommet des espèces domériennes.

TOARCIEN.

Z. à *Harp. falciferum*.

Z. à *Dact. commune*.

Z. à *Lytoceras jurense*.

AALÉNIEN.

Z. à *Dum. Levesquei*.

Z. à *H. opalinum*.

Z. à *L. Murchisonae*.

Z. à *L. concava*.

BAJOCIEN.

Zones inférieures impossibles à distinguer.

Z. à *Cosmoceras garantianum*.

Rh. Briseis.
Rh. lifritensis.
Rh. Amalthei.
Rh. Orsinii.
Rh. Delmensis.
Waldheimia cornuta.

H. falciferum.
H. bifrons.
Aul. inflatum.
Dact. annulatum.

Phylloc. heterophyllum.

Pseudolioceras cf. Authelini.
Lytoceras pseudo-Trautscholdi.
Polypl. discoides.
Lyt. irregulare.
Grammoc. subcomptum.
H. Wunstorfi.
Phyll. aveyronnense.
G. striatulum.
G. fallaciosum.
Paron. sternale.

Rh. cynocephala.
Rh. distracta.
Dumortieria Levesquei.

Pleydellia aalensis.
Lioc. comptum.
G. mactra.
H. subinsigne.

B. Murchisonae.
Hyattina aff. Brasi.
Ter. perovalis.

L. concava.

Ter. ovoïdes.
T. spheroidalis.
Bel. Blainvillei.
Bel. canaliculatus.
Nerinea aff. Lebruniana.

Ter. ventricosa.
Ter. cadomensis.
Plagiostoma cf. annoni.
Chl. ambigua.
Pect. ambiguus.
Ostr. aff. obscura.
Spheroceras Manseli.
Parkinsonia Parkinsoni.
Plagiostoma cardiiformis.

BATHONIEN (?) Inférieur (zone de passage au Bajo- cien).	<i>Lima semicircularis.</i> <i>Terebratula aff. subbuculenta.</i> <i>Rh. Royeri.</i> <i>Ter. aff. lagenalis.</i> <i>Lopha aff. gregaria.</i> <i>Ostrea Vuargnyensis.</i>
--	---

On voit que la faune du Grouz est surtout bien répartie stratigraphiquement dans le Toarcien et l'Aalénien. Le Lias moyen et inférieur, ainsi que le Bajocien présentent des mélanges de faunes qui rendent difficile et parfois impossible la séparation des divers niveaux de façon conforme aux sériations adoptées en Europe.

Toute cette faune, aussi bien dans les éléments les plus inférieurs que dans les couches hautes appartient à un ensemble néritique et même souvent littoral. Elle présente la plus grande affinité avec les faunes des mêmes niveaux appartenant aux régions voisines et étudiées en Algérie par Flamand.

QUELQUES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE LITHOLOGIQUE DES BRÈCHES CALCAIRES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET DES SÉDIMENTS DOLOMITIQUES DU TRIAS VUS PAR LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE LORS DE SA RÉUNION EXTRAORDINAIRE DE 1923.

PAR **Jacques de Lapparent** ¹.

Les très intéressants comptes rendus des excursions de la Société géologique en Vaucluse et dans le Gard, qui ont paru dans l'un de nos derniers bulletins ², nous ont mis au fait des captivants problèmes que les études respectives de MM. Friedel, Termier et Thiéry sur ces régions avaient posés.

De ces problèmes, plusieurs solutions nous sont offertes et qui, les unes et les autres, font état de la manière d'être *sur le terrain* des roches qui constituent celui-ci.

Qu'on me permette de dire, très simplement et très rapidement, ce que l'étude lithologique des mêmes roches vient, à son tour, suggérer à l'esprit. Je me bornerai d'ailleurs à l'examen des brèches calcaires de la région d'Alais, de la Montagnette et des environs d'Aramon, et du Trias dolomitique dont les matériaux se rattachent au complexe de Suzette-Mérindol-Propiac.

I. LES BRÈCHES CALCAIRES D'ALAIS, DE LA MONTAGNETTE ET D'ARAMON.

A. — L'une des photographies des comptes rendus figure le rocher du château de N.-D. de Dugas, à Saint-Ambroix, et la légende indique que ce rocher a nature « d'Urgonien mylonitique. »

Au simple examen à l'œil nu, la roche apparaît comme formée d'un agrégat de morceaux anguleux de calcaire et revêt effectivement l'aspect qui peut être tenu pour caractéristique de certaines roches broyées.

Le microscope montre tout d'abord que les morceaux de calcaires sont du type des *calcaires graveleux à Foraminifères granuleux*, faciès banal du Crétacé inférieur de ces régions. Il montre en outre que ces mêmes morceaux sont liés entre eux par un ciment un peu ferrugineux fait soit d'une halloysite ³ sau-

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre.

2. 4^e série, t. XXIII, n^o 9.

3. J'appelle *halloysite* une argile cristallisée dont les lamelles associées font, en lames minces, figure de filasses ou de membranes étirées.

poudrée de petits cristaux de rutile, chargée çà et là d'esquilles anguleuses ou de grains arrondis de quartz, soit d'un amas de petits cristaux de calcite concassés. Dans les plus gros des grains de quartz on peut observer des traces de cassures. On ne voit pas de quartz dans les morceaux de calcaires.

B. — La klippe de La Bédasse, à proximité de la route d'Alais à Uzès, a longuement retenu l'attention des participants à l'excursion. On y voit l'Hauterivien et l'Urgonien surmonter le Rupélien. C'est encore un « Urgonien mylonitique », bien marqué sur la figure du texte des comptes rendus de l'excursion (fig. 3 p. 469), que j'ai soumis à l'examen micrographique ; et voici ce qu'il m'a révélé :

Des fragments de calcaire graveleux, de calcaires à oolithes, de calcaires à Foraminifères granuleux, sont réunis par un agrégat de cristaux de calcite concassés en menus débris dont les contours sont soulignés par des impuretés ferriques. Dans l'agrégat de ces cristaux de calcite concassés apparaissent, çà et là, des quartz soit en éclats, soit en grains arrondis marqués de traces de cassures.

C. — Les calcaires de la Montagnette sont eux aussi, par places, bréchiques.

De tels faciès montrent des fragments de calcaires graveleux à Foraminifères granuleux unis à des fragments de calcite largement cristallisée de dimensions plus ou moins fortes et formant parfois un agrégat dont les éléments semblent le résultat d'une « porphyrisation ». Des veinules de calcite non porphyrisée traversent les morceaux de calcaire ; elles sont limitées à ces derniers.

Cela posé, dégageons les conclusions qui paraissent résulter des caractères qui viennent d'être mis en évidence.

Ce que nous avons vu de ces trois brèches ne vient en aucune manière infirmer cette idée, sur laquelle s'étaient accordés tous les excursionnistes, que chacune d'elles doit son origine à la fragmentation, causée par un phénomène dynamique, de calcaires primitivement massifs et qu'elles ne sont pas des brèches sédimentaires en ce sens qu'elles ne doivent pas leur structure actuelle au phénomène même de la sédimentation. Mais il y a quelques remarques à faire quant à la cause originelle de la fragmentation des calcaires dont elles dérivent.

L'examen micrographique montre effectivement que le ciment qui unit les fragments de calcaires est fait, pour une part importante, de calcite hyaline broyée qu'accompagnent très souvent des esquilles de quartz et des minéraux phylliteux. Or ces maté-

riaux ne proviennent pas directement des calcaires créacés primitifs, et l'on doit penser qu'ils y ont été « introduits » : un calcaire primitivement massif, ayant été *fragmenté*, certains éléments ont pénétré dans les intervalles compris entre les fragments, et du sable, des phyllites, de la calcite de néoformation y furent déposés. Des actions dynamiques violentes les atteignirent ultérieurement : les phyllites s'étirèrent, les grains de sable se brisèrent, la calcite fut concassée, porphyrisée. Mais le calcaire avait été préalablement fragmenté et possédait donc déjà la structure bréchique. Les dernières actions dynamiques qu'il supporta ne firent qu'en accroître les caractères.

Voici comment nous nous représentons le phénomène.

Sous une faible épaisseur de sédiments sableux, les calcaires créacés ont été, à une certaine époque, soumis à une action de compression qui les *ébranla*. Cette compression fut suivie d'une détente qui permit leur *fragmentation*. A la suite de cette détente le colmatage des vides entre les fragments se produisit sous l'influence des eaux de circulation bicarbonatées et sableuses. Un ciment quartzeux, phylliteux et d'une mosaïque de calcite s'élabora. En suite de quoi le calcaire avait pris sa structure bréchique.

Des actions dynamiques violentes agirent alors sur l'ensemble à structure bréchique et firent jouer les fragments contre leur ciment. Les grains de quartz se brisèrent, les phyllites s'étirèrent, la mosaïque de calcite prit une structure cataclastique.

La structure de ces roches est le résultat de deux stades d'actions dynamiques : l'un qui produisit compression, puis détente, et rendit en fin de compte bréchique une roche massive ; l'autre qui correspondit au broyage des matériaux du ciment de la brèche et contribua d'ailleurs sans doute à en accentuer la structure fragmentaire.

Si ce dernier stade d'actions dynamiques violentes est celui qui correspond pour certaines de ces roches à leur charriage, ce n'est pas au charriage même qu'elles doivent leur structure bréchique. Il l'accentua peut-être mais ne la provoqua pas.

D. — Brèche de Saint-Pierre-du-Terme, près d'Aramon.

L'échantillon que nous avons examiné a été pris sous l'horizon à *Pecten praescabriusculus*. Il provient de ces couches bréchiques qui selon l'expression de M. P. Termier, « ont un aspect vaguement stratifié ».

La roche présente, au microscope, un aspect tout à fait analogue à celui de la brèche de la Montagnette. Elle est faite de morceaux de calcaires de mêmes types que ceux qui forment

cette dernière : on y voit l'association de débris de calcaires crétaçés à des fragments de calcite hyaline de large cristallisation ; les plus gros morceaux semblent enlisés dans un amas de morceaux plus petits.

On ne ferait aucune différence entre l'une et l'autre si, par place, on n'observait dans la brèche de Saint-Pierre du Terme un ciment, liant entre eux les différents fragments, fait d'un agrégat de cristaux de calcite enchevêtrés et qui se distingue du ciment des brèches précédemment décrites en ce qu'il n'est pas porphyrisé : ses éléments ne sont pas comme autant de petits moellons pressés les uns contre les autres et dont chacun forme une masse bien distincte, mais des cristaux qui s'entreprennent irrégulièrement.

Ce ciment n'aurait pas enregistré d'actions dynamiques violentes. Mais si l'on peut en déduire que l'arrangement actuel des matériaux de la brèche de Saint-Pierre du Terme n'est pas, en dernier ressort, le fait d'actions dynamiques, il faut convenir que cette brèche ne se présente pas comme se présentent habituellement les brèches sédimentaires : elle n'est qu'un *amas de matériaux* qui proviennent, cela est hors de doute, de calcaires crétaçés fragmentés, les mêmes calcaires que ceux qui sont à son voisinage et qu'on observe bien dans la tranchée du chemin de fer.

N'est-ce pas d'ailleurs le même phénomène originel qui donna naissance, d'une part, aux brèches « mylonitiques » telles que celles d'Alais ou de la Montagnette et, d'autre part, à des brèches « stratiformes » telles que celles de Saint-Pierre du Terme ; les calcaires massifs, tout d'abord fragmentés, étant, en certains points, charriés en écailles ou violemment comprimés, en d'autres points poussés en rides dont les parties hautes se désagrégeaient, s'éboulaient et formaient, en fin de compte, des dépôts stratifiés.

II. LES ROCHES DOLOMITIQUES DU COMPLEXE DE SUZETTE-MÉRINDOL-PROPIAC.

Il y en a de bréchiques, et qui ont cet aspect qui incite les géologues alpins à se servir pour les désigner du nom de cargneules ; d'autres forment des couches de grain uniforme.

Les roches bréchiques sont faites de morceaux anguleux d'une dolomie très fine, de teinte gris verdâtre, qui nagent dans un ciment limoneux, jaunâtre, de grain relativement gros.

Ce ciment est fait lui-même d'un mélange de très petits mor-

ceaux de dolomie fine, de morceaux de calcite hyaline souvent concassés, de débris de quartz, de feldspaths, de lamelles tordues de micas, de morceaux de schistes à séricite parfois aplitiques, de quartzites micacés feldspathiques. Il est marqué des traces de violentes actions dynamiques.

En certains points les dolomies fines de ces brèches se sont désagrégées : la roche est caverneuse.

Les couches de grain uniforme sont soit des dolomies fines du type même de celles qui forment les morceaux anguleux des brèches, soit des grès dolomitiques (ils sont fossilifères) très riches en matériaux détritiques tels que quartz, feldspaths, micas.

Je ne veux pas aborder ici la question de l'origine de la structure des types bréchiques. Je crois qu'à leur propos il se pose un problème dont la solution complète ne pourra être donnée qu'après une étude lithologique de l'ensemble du Trias dolomitique alpin et provençal. Je veux seulement insister un instant sur une particularité de toutes ces roches du complexe de Suzette-Mérindol-Propiac, et que voici :

Si on les attaque à froid par un acide faible étendu, on dissout complètement leurs carbonates — et c'est l'indice que les dolomies qui s'y trouvent contiennent un excès de carbonate calcique — mais on isole un résidu, souvent fort important, constitué par de petits cristaux, à formes extrêmement nettes, de mica blanc et de microcline.

Ce sont des cristaux qui ont la forme extérieure d'*éléments de néoformation*. Certaines roches dolomitiques fines ne livrent que des micas blancs, d'autre donnent principalement des microclines. Le ciment des brèches les plus grossières fournit d'ailleurs les mêmes matériaux ; leur volume est en proportion du grain de la roche.

Si l'on examine de près les cristaux de microcline, on voit que, en leur centre, ils présentent une masse altérée. A leur périphérie ils sont limpides. Ces microclines sont, à n'en pas douter, des cristaux accrus par nourrissage d'une esquille d'origine détritique. Il en est certainement de même des lamelles de mica blanc, et d'ailleurs on se rend compte, par l'examen des lames minces, que le nourrissage a atteint tous les minéraux siliceux détritiques tels, en particulier, que les grains de quartz et d'autres feldspaths comme l'albite.

Il importe, je crois, de souligner l'abondance de grains primitivement détritiques de microcline, mis ainsi en évidence par les cristaux de nourrissage à contours nets de ce minéral. Nous avons

vu effectivement qu'il existe, dans les parties grossières des brèches, des fragments de quartzites feldspathiques. Or le feldspath de ces quartzites est précisément le microcline. Les quartzites à microclines sont venus tels quels dans le sédiment qui les contient ; ils proviennent, avec les grains détritiques de microcline, de la désagrégation d'un terrain, de nature bien définie, qui alimenta pendant toute la durée du Trias dolomitique les dépôts qui formèrent les roches en question.

M. Pierre Termier est heureux de voir définitivement écartés, par l'étude lithologique qu'on vient de lire, les doutes qui pouvaient subsister dans l'esprit de quelques-uns de ses confrères sur l'origine mécanique, ou dynamique, ou *mylonitique*, des brèches en question. Aucune n'est une brèche sédimentaire. Il n'y a aucune différence entre les brèches de la Montagnette, qui sont une manière d'être locale de l'Hauterivien et qui se fondent latéralement dans cet Hauterivien, et les brèches de la Bédasse et de Saint-Ambroix, qui font, à l'évidence, partie de nappes charriées. Le fait que la fragmentation, puis la traversée de la masse fragmentée par des eaux chargées d'un peu de sable, puis le transport de cette masse et sa dislocation par ce transport lui-même, sont des phénomènes distincts et successifs, ce fait ne contredit en aucune façon l'hypothèse émise par M. Termier : quelle que soit l'image que l'on se fasse d'un charriage aussi *superficiel*, on doit se le représenter comme un très lent processus, avec de nombreux arrêts et de brusques reprises.

La brèche *vaguement stratifiée* de Saint-Pierre-du-Terme ne diffère, aux yeux de M. de Lapparent, de la brèche de la Montagnette, que parce que le ciment de calcite secondaire qui entoure les débris n'est pas *porphyrisé*. Ce ciment semble n'avoir subi aucune action dynamique violente. Cependant M. de Lapparent incline à penser que c'est le même phénomène originel qui a donné naissance à la brèche *stratiforme* de Saint-Pierre-du-Terme et à la brèche *mylonitique* de la Montagnette. Il propose d'expliquer l'apparence stratiforme de la première par le transport d'un *amas de matériaux* poussé latéralement, à la surface du sol, poussé en *rides* dont les parties hautes se désagrègent et s'éboulaient. M. Termier se rallie très volontiers à cette manière de voir. L'essentiel, pour lui, est la fragmentation *mécanique* et le transport, horizontal ou quasi-horizontal, de la masse fragmentée, à la surface même du sol ; la modalité d'un tel transport ne peut être que très variable, et sa diversité n'importe pas à la tectonique générale.

Au sujet des observations de M. de Lapparent qui concernent le Trias de Suzette et de Propiac, M. Termier n'a que quelques mots à dire. Il y a, dans ce Trias, des cargneules (dolomies cavernueuses) qui ne sont pas bréchiques ; mais celles qui sont bréchiques sont des mylonites. Il est bien curieux que, dans ces mylonites, il y ait de nombreux débris de roches siliceuses, quartz, micas, feldspaths, quartzites à microcline. M. Termier rappelle à ce sujet la découverte faite par lui,

en 1921, dans les cargneules mylonitiques entre Suzette et Le Barroux, d'un débris assez gros (environ 15 cm.) d'un quartzite à tourmaline et à séricite : cela semblait un argument en faveur de l'origine très lointaine, *briançonnaise*, du Trias charrié. La facilité, démontrée par M. de Lapparent, avec laquelle cristallisent, dans un sédiment broyé, quartz, micas et feldspaths en dehors de tout métamorphisme, diminue beaucoup la valeur de cet argument. Il faudra néanmoins se rappeler les résultats de l'étude lithologique ci-dessus quand on reprendra la discussion du beau *problème tectonique de Suzette*.

L'OUADAÏ ORIENTAL ET LES RÉGIONS VOISINES

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE, GÉOLOGIE, LITHOLOGIE,
D'APRÈS LES DOCUMENTS DE LA MISSION DE DÉLIMITATION
OUADAI-DARFOUR

(MISSION DU LIEUTENANT-COLONEL GROSSARD, 1922-1923).

PAR M.-E. Denaeyer ¹.

PLANCHE XVI : 1 croquis géologique, 1 coupe.

SOMMAIRE

Aperçu de la Bibliographie.

- I. INTRODUCTION.
 - II. GÉOGRAPHIE PHYSIQUE.
 - III. GÉOLOGIE. Roches intrusives et floniennes. — Schistes cristallins. — Grès paléozoïques. — Roches volcaniques récentes. — Formations récentes. — Tectonique.
 - IV. LITHOLOGIE. Roches intrusives et floniennes; série ancienne. — Roches volcaniques récentes; annexe : Djebel Marra. — Province pétrographique du Tchad. — Roches cristallophylliennes. — Roches sédimentaires. — Phénomènes d'altération des roches; latérite.
 - V. MINÉRALOGIE ; GITES MINÉRAUX.
- Résumé.

APERÇU DE LA BIBLIOGRAPHIE

1. ARNAUD, Cap. Ed. Le Ouadaï et ses confins sahariens. *Dépêche col. ill.*, Paris, 15 août 1912, pp. 181-96, 50 photos, 1 croquis géologique au 3.000.000^e.
2. — Aperçu géographique et géologique de la région ouadaïenne (1910-11). *La Géogr.*, t. XXVII, Paris, 1913, pp. 33-40, 1 carte au 10.000.000^e.
3. ARNAUD, Cap. Ed. et LEMOINE, P. Contribution à la connaissance géologique des colonies françaises. XI : La Géologie du Ouadaï. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, n° 6, Paris, 1911, pp. 499-502, 3 coupes.
4. AZÉMA, Lieut.-Col. et JAMOT, Dr. Sur l'Ouadaï. *CR. Ac. Sc.*, t. CLVIII, Paris, 1914, pp. 437-39.
5. BONNEL DE MÉZIÈRES. Résultats de la Mission Bonnel de Mézières. *La Géogr.*, Paris, 1900, II, p. 307.
6. BORDEAUX, Cdt. Deux contre rezzous dans l'Ouadaï, l'Ennedi et le Borkou. *La Géogr.*, t. XVIII, Paris, 1908, p. 209, 1 carte au 4.000.000^e.

1. Note présentée à la séance du 3 novembre 1924.

- 6 a. BOULNOIS, Cap. P. K. On the western Frontier of the Sudan. *Geogr. Jour.*, London, juin 1924, pp. 465-79.
7. CHESNEAU, M. Voyage de M. Pierre Prins dans le Haut bassin de la Kotto. *La Géogr.*, t. XIX, Paris, 1909, pp. 218-21.
8. CHUDEAU, R. L'Ouadaï. *La Géogr.*, t. XXX, Paris, 1914-16, 15 juillet 1915, pp. 292-94.
9. CORNET, Cap. Au Tchad, trois ans chez les Senoussites, les Ouadaïens et les Kirdis, Paris, 1910.
10. COURTET, H. Géologie et Minéralogie in CHEVALIER, Aug. L'Afrique centrale française (Mission Chari-Lac Tchad, 1902-04), Paris, 1907.
- 10 a. CUREAU, Dr. Route de Semio à Dem Ziber. *La Rev. coloniale*, Paris, 17 et 24 novembre 1898.
- 10 b. — Notes sur l'Afrique équatoriale. I Géographie. *Rev. gén. des Sc.*, t. XII, Paris, 1901, p. 558.
11. DENAEYER, M.-E. Les roches alcalines du Sahara central. *CR. Congrès Soc. Sav. ; sect. des Sc.*, Paris, 1923, pp. 219-29, p. 227.
12. — Sur la torendrikite de la syénite de Tiné et sur le polychroïsme de ce minéral. *B. S. Fr. Minér.*, Paris, t. XLVII, pp. 32-34.
13. — La géologie de l'Ouadaï. *CR. Congrès Soc. Sav. ; sect. des Sc.*, Dijon, 1924, 1 croquis géologique au 5.000.000^e.
14. — Essai de coordination des données lithologiques de quelques régions sahariennes et soudanaises. *A. F. A. Sc.*, Liège, 1924.
15. DENAEYER, M.-E. et CARRIER, Cdt. Les principaux résultats géologiques et lithologiques de la mission de délimitation Ouadaï-Darfour. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXVIII, Paris, 1924, p. 1197.
16. — Présentation de la Note n° 15. *CR. som. S. G. F.*, n° 8, Paris, 1924, p. 73.
17. FERRANDI, Cap. Les oasis et les nomades du Sahara oriental. *Bull. Com. Afr. Fr., rend. col.*, Paris, 1910, pp. 3-8 et 38-46, croquis du Mortcha et des pays voisins au 3.000.000^e.
18. FREYDENBERG, H. Le Tchad et le bassin du Chari. *Thèse*. Paris, 1908, 1 carte du bassin du Tchad au 100.000^e et croquis.
19. FRITEL, P.-H. Présentation de la Note n° 20. *CR. som. S. G. F.*, n° 4, Paris, 1924, pp. 33-34.
- 19 a. — Sur des restes de végétaux fossiles paléozoïques recueillis en Ouadaï par la Mission du Lieutenant-Colonel Grossard. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, n° 1, Paris, 1924, pp. 117-118.
20. FRITEL, P.-H. et CARRIER, Cdt. Sur les vestiges de plantes dévoniennes et carbonifériennes recueillies en Ouadaï par la Mission du Lieutenant-Colonel Grossard. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXVIII, Paris, 1924, p. 505.
21. GARDE, G. Les régions au NE du Tchad (Mission de délimitation

- Niger-Tchad. Mission Tilho). *La Géogr.*, t. XXI, Paris, 1910, pp. 237-44, 1 croquis au 5.000.000^e.
22. — Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'Est et au Nord-Est du Tchad. *Thèse*. Paris, 1910, pp. 223-26, 1 carte géologique.
23. JAMOT, Dr E. Contribution à l'étude de la géologie du Ouadaï. *CR. Congrès Soc. Sav. en 1914; sect. des Sc.*, Paris, 1915, pp. 115-37.
- 23 a. JUNKER. Reisen in Afrika (1875-1886). 3 vol. Wien u. Olmüts, 1889, 1890, 1891.
24. KILIAN, C. Observations sur la géologie du Sahara. *CR. som. S. G. F.*, n^o 11, Paris, 1924, p. 99.
25. LACROIX, A. La constitution minéralogique et chimique des laves des volcans du Tibesti. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXIX, Paris, 1919, p. 402, 1 esquisse du cratère de l'Emi Koussi.
26. LACROIX, A. et TILHO. Esquisse géologique du Tibesti, du Borkou, de l'Erdi et de l'Ennedi. Les formations sédimentaires. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXVIII, Paris, 1919, p. 1169, 1 carte au 5.000.000^e.
27. LACROIX, A. et TILHO. Les volcans du Tibesti. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXVIII, Paris, 1919, p. 1237.
28. LEMOINE, P. Données géologiques sur l'Est du territoire de l'Oubanghi. *La Quinzaine coloniale*, Paris, 1909, p. 543.
29. — Données géologiques sur le Ouadaï et les pays limitrophes, d'après les renseignements du capitaine Arnaud. *B. C. Afr. Fr.*, Paris, 1911, pp. 280-83, schéma du Massalit, 3 coupes. — *Ass. Fr. Av. Sc.*, Dijon, 1911, pp. 352-55.
30. — Afrique occidentale. *Handb. der regionale Geol.*, 14. H., Bd. VII, 6 A, Heidelberg, 1913, pp. 9, 15 et 22; 1 carte au 10.000.000^e, p. 7.
31. LUCIEN, Lt. Ouadaï Aouali. *B. C. Afr. Fr., rend. col.*, Paris, 1911, pp. 12-15, 1 croquis.
32. LYNES, Cap. H. et SMITH, W. Campbell. Preliminary note on the Rocks of Darfour, *Geol. Mag.*, vol. LVIII, London, 1921, pp. 206-15, 1 schéma.
33. MARCHAND, Cap. J.-B. Haut Oubangui et Bahr el Ghazal d'après les travaux des explorateurs anglais, belges, allemands, russes et français de 1863 à 1895, carte ou 1.500.000^e, Paris, 1896.
34. MODAT, Cap. Une tournée en pays Fertyt. *B. C. Afr. Fr., rend. col.*, Paris, 1912, pp. 177-99 : Avant-propos et étude géographique, 1 croquis.
35. — La région frontière Oubanghi-Soudan égyptien. *Rev. des troupes coloniales*, 2^e sem., Paris, 1911, pp. 120-25 et 277-91, 2 croquis.
36. MOHAMMED IBN-OMAR EL TOUNSY, Cheykh. Voyage au Ouadây. Trad. de l'Arabe par le Dr PERRON, Paris, 1851.

37. — Voyage au Darfour. Trad. de l'Arabe par le Dr PERRON, Paris, 1845.
38. NACHTIGAL, G. Sahara und Sudan. Ergebnisse sechsjähriger Reisen in Afrika, t. III (Wadâi und Dâr fôr), Leipzig, 1889, cartes.
39. — Sahara et Soudan. Trad. par J. GOURDAULT. Paris, 1881, 1 carte au 2.000.000^e.
40. — Voyage de Nachtigal au Ouadaï. Trad. par Joost van VOLLENHOVEN. *Pub. du C. Afr. Fr.*, Paris, 1 carte au 2.000.000^e.
- 40 a. PREUMONT, G. F. J. Notes on the Geological Aspect of some of the North-Eastern Territories of the Congo Free State; with Petrological Notes by HOWE, J. A. *The Quart. Jour. of the Geol. Soc. of London*, vol. LXI, 1905, pp. 641-664, p. 647, Pl. XLII-XLIV, 1 croquis géologique.
41. ROULET, Cap. Mission du capitaine Roulet dans le Bar-el-Ghazal. *La Géogr.*, Paris, 1900, II, p. 306.
42. SCHWEINFURT, Dr G. Au cœur de l'Afrique (1868-71). Trad. par M^{me} H. LOREAU, Paris, 1875, t. II, pp. 302-8.
43. TERRIER, A. La pacification du territoire militaire du Tchad. *B. C. Afr. Fr.*, Paris, 1912, pp. 77 et 83, 1 carte au 3.000.000^e + 1 carte dressée par le Cap. ARNAUD, p. 79.
44. THIERRY, A. La convention franco-britannique du 8 septembre 1919 pour la délimitation Ouadaï-Darfour. *B. C. Afr. Fr.*, Paris, 1920, pp. 55-57, 1 carte.
45. TILHO, J. Exploration du commandant Tilho en Afrique centrale. Borkou, Ennedi. Tibesti, Darfour (1912-17). *La Géogr.*, t. XXXI, Paris, 1916-1917, pp. 401-17.
46. — Une mission scientifique de l'Institut de France en Afrique centrale (1912-17). Tibesti, Borkou, Ennedi. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXVIII, Paris, 1919, pp. 984 et 1081.
47. — The exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1912-1917: A mission entrusted to the autor by the French Institute, *The Geogr. Jour.*, vol. LVI, Nos 2, 3, 4, London, 1920.
48. — L'exploration du Sahara oriental. Mission Tilho. Carte du Tibesti, du Borkou et de l'Ennedi (h. t.). *La Géogr.*, t. XXXVI, Paris, 1921, pp. 295-317.
49. — La frontière franco-anglo-égyptienne et la ligne de partage des eaux entre les bassins du Nil et du lac Tchad. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXIII, Paris, 1921, p. 563, 1 carte au 25.000.000^e.
50. X. La délimitation Ouadaï-Darfour (Composition des missions, décret du 13 juin 1921. *B. C. Afr. Fr.*, Paris, 1921, p. 300.
51. — La mission Ouadaï-Darfour (Mission Grossard). *B. C. Afr. Fr.*, Paris, 1924, pp. 15-17.

CARTES CONSULTÉES

I. — Carte de la frontière entre l'Afrique Équatoriale Française et le Soudan Anglo-Égyptien pour accompagner le protocole signé à Londres le 10 janvier 1924. Échelle 1.000.000^e.

II. — LARGEAU, Col. Carte du Ouadaï au 500.000^e. *Service géographique des Colonies*, Paris, 1913.

III. — LOIR, E. Carte géologique de l'Afrique Équatoriale Française au 5.000.000^e. *Gouvernement général de l'A. E. F.*, 1913.

IV. — MEUNIER, A. Carte du Ouadaï au 1.000.000^e. *Service géographique des Colonies*, Paris, 1911.

V. — MILLOT, MOLL et LARGEAU. Croquis du Ouadaï Messalit dressé et dessiné d'après les principaux itinéraires, sous le commandement des colonels..., au 1.000.000^e, Paris, 1911.

VI. — SERVICE GÉOGRAPHIQUE DES COLONIES. Carte générale de l'Afrique Équatoriale Française au 1.000.000^e, Paris, 1910, feuilles 1 et 2.

Voir en outre les croquis accompagnant les travaux cités dans l'APERÇU DE LA BIBLIOGRAPHIE.

I. INTRODUCTION

Le présent mémoire est le développement d'une Note sur les Principaux résultats géologiques et lithologiques de la mission de délimitation Ouadaï-Darfour présentée, en collaboration avec le Commandant Carrier, à l'Académie des Sciences, dans sa séance du 24 mars 1924 [15]¹.

Avant d'exposer les résultats originaux de cette mission au triple point de vue de la Géographie physique, de la Géologie et de la Lithologie, je vais passer une rapide revue des connaissances précédemment acquises sur la géologie des régions traversées ou côtoyées par elle.

Le Ouadaï est la région rocheuse qui forme la partie orientale du Bassin du Tchad. Elle confine, vers le Nord, au Mortcha et à l'Ennedi. Le Darfour la borne à l'Est, le Dar ROUNGA au Sud.

Les relations de voyage du Cheykh Mohammed Ibn-Omar el Tounsy (1804) [36, 37] et de Nachtigal (1869-74) [38, 39, 40] sont nos plus anciennes sources d'information sur ces pays.

Les difficultés de la pénétration française [2, pp. 33-37] n'ont permis que tardivement de se faire une idée de leur nature géologique.

1. Cette Note a été ensuite présentée à la Société dans sa séance du 28 avril 1924 [16]. — Les chiffres entre crochets [] renvoient à la BIBLIOGRAPHIE.

Il en est à peine question dans les thèses de MM. H. Freydenberg [18] et G. Garde [22]. On trouve dans ces travaux les premiers rudiments d'information sur l'Ennedi, le M'ortcha et l'Ouadaï d'après les renseignements communiqués aux auteurs par le Commandant Bordeaux (1906-07) [6] et les capitaines Cornet (1907) [9] et Ferrandi (1908) [17]. De plus, M. G. Garde a étudié quelques échantillons recueillis dans la partie centrale du Ouadaï par les capitaines Schneegans et Bourreau (1909) [22, p. 226].

Le Capitaine Arnaud [1, 2] a, le premier, rapporté de ses reconnaissances de 1910 et 1911, quelques notions nouvelles sur ce pays. Il résulte de ses observations et de l'étude de sa récolte géologique par M. P. Lemoine [3, 29, 30] que l'Ouadaï fait partie d'une large bande rocheuse dirigée NE-SW, s'étendant de l'Ennedi au Chari, en aval de l'embouchure du Bahr Salamat. Cette bande est constituée par des roches granitiques et une série cristallophyllienne plissée ; cet ensemble présente le même aspect que le Sahara central ¹. Sur ce substratum s'élèvent les plateaux gréseux de l'Ennedi, au Nord, et du Massalit, à l'Est. Ce sont ces données que reflète la Carte géologique de E. Loir [III] : elle est basée sur un croquis du Capitaine Arnaud [2, carte].

La soumission de l'Ouadaï clôt l'ère héroïque et ouvre celle de l'exploration pacifique.

En 1914, le Dr E. Jamot [4, 23] relate de nombreuses observations relevées au cours de plusieurs itinéraires rayonnant autour d'Abéché, capitale de l'Ouadaï. L'examen pétrographique de ses échantillons a été confié au Colonel Azéma, attaché au laboratoire de Minéralogie du Muséum [4, 23]. Ce travail confirme dans les grandes lignes les conclusions des auteurs précédents : une large bande de granite à biotite — parfois à amphibole ou à tourmaline — et de gneiss qui se prolonge au SW par les massifs du Dar Coubi, de l'Aboutelfane, de Melfi et de Niellim. Ces roches sont traversées par des filons de quartz, d'aplite, de pegmatite, de granite à muscovite et des micro-granites. Les seuls vestiges de roches volcaniques sont des basaltes trouvés, l'un au Sud d'Abéché, l'autre au Sud de Bir Taouil ². Au Nord de la ligne Abéché-Bir Taouil-Toumtouma, la direction dominante des plissements est NE-SW ; au Sud elle est généralement NW-SE. Les contreforts occidentaux de ce vaste massif s'ennoient progressivement sous les dépôts récents de la cuvette tchadienne, tandis qu'à sa bordure orientale apparaissent dès micaschistes recouverts plus à l'Est par les grès du Massalit.

Nulle part le Dr E. Jamot n'avait rencontré de roches alcalines : l'Ouadaï semblait échapper à la règle et constituer une zone isolée dans la province pétrographique du Tchad [8, p. 293, 1^{re} note infra-paginale ; 11, p. 227].

Enfin la Mission du Commandant Tilho (1912-17) [25, 26, 27, 45,

1. R. CHUDEAU. Sahara soudanais. Paris, 1911, pp. 2-7.

2. Unerhyolite avait déjà été signalée par MM. ARNAUD et LEMOINE [3, p. 500, fig. 2] au NE du massif de Sourbagal.

46, 47, 48] a reconnu scientifiquement le Tibesti, le Borkou, l'Erdi et l'Ennedi, vastes plateaux gréseux où la découverte de *Harlania Harlani* (*Arthropycus Harlani* J. HALL) [26, p. 1170] révèle, suivant les auteurs, la présence du Silurien supérieur (Gothlandien).

Au Sud de l'Ouadaï, la zone de partage des eaux entre les affluents du Nil, du Tchad et du Congo, comprenant le Dar Fertit, le Haut Oubangui et le Bar el Ghazal jusqu'à la source de la M'Bomou a été parcourue notamment par Schweinfurth (1868-71) [42] qui signale le minerai de cuivre d'Hofrat el Nahas, par la Mission Marchand (1896-98) [33] dont les observations géologiques n'ont pas été publiées, par Junker (1875-86) [23 a], et par le Dr Çureau [10 a et b].

Bonnel de Mézières (Mission Maistre 1892-99) [5] a visité le bassin de la M'Bomou qu'il considère comme archéen « antérieur au terrain houiller (?) avec couche de gneiss-micaschiste et des couches épaisses de minerai de fer (oligiste et magnétite) transformées par la pluie, à la surface du sol, en limonite ¹ facilement exploitée par les indigènes... ».

Le Capitaine Roulet (1898-1900) [41] voit dans le Bar el Ghazal « un vaste plateau ferrugineux ² à peine semé çà et là de pitons granitiques... ».

E. Loir [III] ne semble pas avoir eu connaissance de ces deux dernières indications non plus que du travail de G. F. J. Preumont (voir ci-après) : sa carte montre « un blanc » pour toute cette région.

En 1901 M. P. Prins [7, 28] a parcouru le bassin de la Haute Kotto et ses affluents. C'est un « vaste plateau granitique surmonté de témoins d'une couverture gréseuse enlevée par l'érosion désertique » (?) Parmi ces témoins figure le Djebel Mela dont il est question ci-dessous.

En 1902 ou 1903, G. F. J. Preumont [40 a] a visité le massif de Timbora : « Towards Tambura to the North of Ndorama, the country becomes hilly again, and the watershed is more distinctly defined by large outcrops of *gneiss of markedly-foliated structure*, apparently dipping south-eastward at a low angle. »

Plus tard (1910), le Capitaine Modat [34, 35] effectue en pays Fertyt une tournée « autour du bourrelet montagneux qui marque la séparation des bassins du Nil, du Chari et du Congo ». Il ressort de l'*Étude géographique* de l'auteur que le Dar Fertyt est un vaste massif schisto-cristallin où dominant les quartzites et que percent de gros noyaux granitiques. On y trouve de nombreux témoins gréseux parmi lesquels le Djebel Mela a fortement attiré l'attention du capitaine Modat. Ces grès deviennent continus et forment à l'Ouest et au Sud de ce massif un vaste glacis. La latérite semble être bien développée à la surface de toutes ces formations.

Tel était l'état rudimentaire de nos connaissances géologiques quand une mission française commandée par le Lieutenant-Colo-

1. Lire « latérite ».

2. Id.

nel Grossard fut chargée, conjointement avec une mission anglaise, de délimiter la frontière entre l'Afrique Équatoriale Française et le Soudan Anglo-Égyptien [6 a, 44, 49, 50, 51].

Cette mission a parcouru, du mois de janvier 1922 au mois de mai 1923, une longue et étroite bande de territoire depuis le désert de Libye jusqu'au point de jonction des trois frontières franco-anglo-belge sur la M'Bomou, affluent de l'Oubangui¹. La région explorée s'étend entre les parallèles 5° et 79°30' de latitude Nord et oscille entre 22° et 27°30' de longitude Est de Greenwich. Elle comprend la portion la plus orientale du Ouadaï confinant au Darfour. Le Capitaine Arnaud et le Dr Jamot avaient déjà eu l'occasion d'y faire quelques observations [1, 2, 23] sur lesquelles je reviendrai plus loin.

Sur tout le parcours, deux officiers topographes, membres de la Mission française, le Commandant Carrier et le Capitaine Cayzac, ont eu le souci constant et méritoire de prélever des échantillons géologiques. Qu'il me soit permis, au nom de mes confrères, de féliciter le Lieutenant-Colonel Grossard et ses officiers d'avoir su allier l'intérêt de la Science au but d'une mission difficile. Ces échantillons ont été déposés au Laboratoire de Minéralogie du Muséum d'Histoire Naturelle et M. le Professeur A. Lacroix a bien voulu me faire l'honneur de m'en confier l'étude [12, 15]². Je suis heureux de pouvoir adresser ici, à mon savant Maître qui n'a cessé de me prodiguer ses conseils éclairés, l'expression de ma vive reconnaissance.

Les documents paléontologiques qui accompagnaient cette collection ont fait l'objet d'une étude spéciale de la part de M. P.-H. Fritel [19, 19 a, 20].

J'ai utilisé d'autre part quelques éléments de mes recherches dans une Note d'ensemble sur la *Géologie de l'Ouadaï* présentée au Congrès des Sociétés savantes en 1924 [13], ainsi que dans un *Essai de coordination des données lithologiques de quelques régions sahariennes et soudanaises* présenté au Congrès de l'Association française pour l'avancement des Sciences, Liège, 1924 [15].

II. GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Je dois à l'amabilité du Commandant Carrier, qui a bien voulu me confier ses notes, de pouvoir tracer cette esquisse sommaire des

1. L'itinéraire de la mission a été esquissé, avant son départ, par le Colonel Tilho, dans une Note à l'Académie des Sciences [49].

2. Ces échantillons ont ensuite été transmis aux collections de Géologie.

18 juin 1925.

Bull. Soc. géol. Fr., (4), XXIV. — 35

régions parcourues. Je l'ai étayée de quelques-uns des résultats de mes recherches de laboratoire. Je dois également à cet officier les minutes des deux croquis cartographiques, exécutés sur mes indications. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de mes remerciements ainsi que pour les éclaircissements d'ordre géographique et topographique qu'il m'a fournis au cours de ce travail.

Le territoire frontière parcouru se divise en trois régions naturelles. Je les décrirai successivement du Sud au Nord.

La 1^{re} région, comprise entre les parallèles 5° et 11°, correspond à la frontière entre la colonie de l'Oubangui-Chari-Tchad et le Bahr-el-Ghazal (Soudan Anglo-Égyptien).

La 2^e région, comprise entre les parallèles 14° et 16°, correspond à la limite entre le Ouadaï et le Darfour.

La 3^e région comprend la partie orientale de l'Erdi et de l'Ennedi, entre les parallèles 16° et 19°30'.

La 1^{re} et la 2^e région sont constituées par une immense pénéplaine de schistes cristallins fortement plissés et arasés, à relief rajeuni par l'érosion fluviale. Elle est injectée de nombreuses roches intrusives ou filoniennes, de pegmatites et de filons de quartz. Au Nord elle se perd, en s'inclinant doucement vers le NE, sous les plateaux gréseux de l'Ennedi (3^e région).

Première région. — D'une altitude moyenne de 700 m., elle se distingue par le développement d'une cuirasse continue de latérite d'alluvion recouverte d'une mince croûte de limonite concrétionnée¹. Cette cuirasse recouvre la surface horizontale de la pénéplaine ; elle n'escalade jamais les reliefs de nature granitique ou gneissique.

La frontière suit la ligne de partage des eaux. Les affluents du Bassin du Nil prennent naissance à un niveau inférieur à celui des affluents du Bassin de l'Oubangui, de sorte que cette ligne de partage est marquée par une petite falaise découpée dans la latérite, regardant le côté anglais.

Entre les parallèles 8°30' et 9°30' s'étend un massif très élevé, le massif de Tinga, déjà reconnu par le capitaine Modat (voir p. 544). Il est formé par des crêtes de quartzite micacé dirigées NNE-SSW et couvre 100 km. du Nord au Sud. D'importantes rivières y prennent leur source : le Bahr-el-Arab et l'Adda du côté anglais, la Yata et la Kotto du côté français.

A côté des multiples petits accidents de relief (granite, schistes

1. A. LACROIX. Les latérites de la Guinée. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, (5), t. V, 1913, pp. 318-24.

cristallins) qui percent la cuirasse latéritique, il faut encore citer l'important massif granitique et gneissique de Timbora (M. 27°40', L. 5°20') [voir p. 544] dont les dômes s'élèvent à 200 m. au-dessus du niveau de la plaine. Un autre massif granitique, de caractère semblable, surgit à proximité des sources de la Ouara (M. 26°, L. 6°20'). C'est encore du granite qui forme le soubassement du Djebel Mela (M. 23°20', L. 8°30'), énorme table gréseuse qui a été décrite par le capitaine Modat [34].

Au Nord du massif de Tinga, à la limite de la 2^e région, entre les parallèles 9°30' et 11°, s'étale une vaste plaine sableuse horizontale, région de « goz », reposant sur la latérite. Son altitude moyenne est de 600 m. ; elle semble occuper une large dépression de la surface des schistes cristallins. Quelques crêtes de gneiss, de micaschiste ou de quartzite orientées NNE-SSW, comme le Tinga, crèvent le manteau sableux dans sa partie méridionale. A ces sables, dont la coloration rouge est due à l'enrobement de chaque grain de quartz par un enduit de limonite, on a assigné une origine purement éolienne [8, p. 294]. Mais l'examen microscopique y décèle, au plus, 2 % de grains de quartz éoliens typiques, arrondis et dépolis¹. Il faut plutôt, me semble-t-il, considérer ce sable comme un dépôt alluvial se rattachant à la cuvette du Tchad, ses éléments éoliens représentant des phases désertiques accessoires². Sa situation au sein d'une dépression vient à l'appui de cette hypothèse.

Dans toute la 1^{ère} région, hormis le « goz », un climat humide et des cours d'eau permanents ont favorisé l'établissement d'une forêt-clairière ininterrompue.

Deuxième région. — La surface primitive de la pénéplaine cristalline se retrouve, dans la moitié septentrionale de cette région, à l'état de plateaux isolés, plus ou moins étendus, d'une altitude moyenne de 1100 m. Tels sont les plateaux de Gafala³, de Mourra, de Shildi, de N'dia et de Faura et les tables de moindre importance de Tandéra, de Hamei⁴, de Hattana, de Talaégo et d'Om. Tous ces témoins de l'ancienne pénéplaine se raccordent suivant un plan très légèrement incliné vers le NE.

L'érosion fluviale qui a découpé ces plateaux⁵ et rajeuni le

1. M. L. Cayeux a bien voulu contrôler cette observation.

2. J. D. FALCONER. *Geology and Geography of Northern Nigeria*, London, 1911, p. 216.

3. L. 14°3'10", M. 22°20' 35". Ce point n'a pas été porté sur la carte.

4. Entre Tandéra et le massif éruptif de Tiné ; n'est pas indiqué sur la carte.

5. Peut-être y aurait-il à envisager également un régime de failles. Nous verrons que les mouvements verticaux jouent un grand rôle dans cette région.

relief, a abaissé le niveau général de la pénéplaine de 100 à 200 m. laissant toutefois en saillie les roches les plus résistantes (quartzites micacés, filons de quartz). Ces roches forment une multitude de crêtes d'un profil aigu, hautes de 50 à 100 m. et d'une longueur variant de 1 à 5 km. Elles se disposent souvent en alignements subméridiens de 10 à 20 km. Des diaclases transversales minéralisées par du quartz peuvent, d'autre part, donner lieu à des alignements Est-Ouest.

Au Sud de cette région de plateaux, à partir d'Adré, le modelé du pays a donc atteint un nouvel état d'équilibre. Cependant, les quartzites micacés sont particulièrement développés au Sud du 13^e parallèle. Grâce à leur résistance à l'érosion, ils ont formé, notamment, les massifs de Gourgne et de Mongororo. Ce dernier se termine brusquement, à l'Ouest, par une falaise rectiligne de 30 km. de long. Il est orienté NNE-SSW, comme le Tinga.

De nombreux grès tabulaires, dans quoi il faut peut-être voir les témoins d'un ancien prolongement des assises de l'Ennedi, se rencontrent depuis l'Oued Howa et le long de l'Oued Kadja jusqu'à proximité de son confluent avec l'Oued Baré. Ils constituent aussi l'importante formation des grès du Massalit [1, 2, 3, 15, 23, 29]. Cette formation est limitée, à l'Ouest, par l'Oued Téguééré et s'étend, à l'Est, au delà de l'Oued Azounga¹. Plus au Sud, on rencontre la grande table de Kamareigne.

Les roches éruptives anciennes forment plusieurs massifs mis en saillie par l'érosion. Tels sont, du Sud au Nord : les massifs de Todou-Yaré, de Toumtouma-Koudri, de Borou, de Tiné, de Shinomo.

Des mouvements tangentiels et des mouvements verticaux, ceux-ci, postérieurs au dépôt des grès, ont pu être observés avec une précision relative dans les régions de Toumtouma et d'Adré. Dans la première on a découvert des granites écrasés [4, 23] et dans la seconde, les grès ont été amenés par faille, semble-t-il, à un niveau inférieur à celui du plateau cristallin de N'dia [15].

Il est probable que ce dernier phénomène est en relation avec les éruptions volcaniques récentes dont on a relevé la présence à Abou-Assel, à proximité de l'Oued Amsoul, à Orba et à la surface des grès de l'Ennedi. Le Djebel Marra, centre volcanique important du Darfour, n'est pas très éloigné dans le SE.

La latérite, si développée dans la 1^{re} région, est ici sporadique,

1. Voir le croquis de la région de Toumtouma, p. 557 et le croquis géologique in M.-E. DENAEYER. La Géologie du Ouadaï [13].

mais elle paraît formée *in situ* par l'altération des schistes cristallins et des roches granitiques.

Les dunes fixées forment des champs assez étendus sur la rive droite de l'Oued Kadja, au nord de Mongororo et au NE de Gourgne ; sur la rive droite de l'Oued Azounga, au Sud de Borou et de Toumtouma ; entre les tables schisto-cristallines de Mourra et d'Om ¹. Elles sont les reliques d'un climat désertique qui a fait place à un régime moins sec. Elles ont été adoptées comme terrain de culture par les indigènes. La végétation spontanée croît dans le lit des oueds ; des épineux et des arbustes sont installés sur les hauteurs.

Troisième région. — Au Nord de l'Oued Howa, la plaine cristalline s'ennoie sous les grès horizontaux de l'Ennedi. Cette formation tabulaire d'une altitude moyenne de 1400 m. débute par une falaise continue de 50 à 100 m. de haut. Elle s'épaissit rapidement vers le Nord avec un très léger pendage des bancs vers le NW.

L'Ennedi est séparé de l'Erdi Ma par la profonde dépression du Mourdi, large de 60 km. Son bord sud est incliné vers le fond, son bord nord est abrupt. Elle est orientée ENE-WSW et se relève vers l'E.

L'Ennedi et l'Erdi Ma se continuent au NE par le Désert libyque.

C'est dans ces grès que le Commandant Carrier a découvert des fossiles paléozoïques [19, 19 a, 20] qui permettent enfin de leur assigner une position stratigraphique.

Des laves récentes de même nature que celles qui ont été relevées dans la 2^e région, se sont épanchées à la surface des grès, à Kapterko et à Karou-Denikari.

La couverture gréseuse est entaillée de profondes vallées où se réfugie la végétation. Ces vallées sont cependant soumises à un ensablement progressif. A la faveur d'un climat franchement désertique succédant à un climat humide (présence de latérite) et sous l'action des vents dominants du NE, des dunes vives s'édifient partout. On les rencontre déjà sur les bords de l'Oued Howa. Elles sont particulièrement abondantes dans la dépression du Mourdi. Dans la partie reconnue du désert de Libye elles se font de plus en plus fréquentes à mesure qu'on marche vers l'Est.

1. Les dunes n'ont pas été figurées sur la carte.

III. GÉOLOGIE

ROCHES INTRUSIVES ET FILONIENNES. — Les roches éruptives ne forment pas de massifs étendus comme dans l'Ouadaï central [4,23 p. 131]. Elles se présentent en intrusions et en filons nombreux et disséminés au milieu des schistes cristallins, accompagnés de leur cortège habituel de pegmatites et d'aphtes. Les massifs les plus remarquables sont ceux de Toumtouma-Koudri, de Borou, de Tiné et de Todou-Yaré dans la 2^e région ; de Timbora ¹ et des sources de la Ouara dans la 1^e région.

Les roches éruptives que j'ai examinées sont représentées principalement par des roches alcalines : granites et microgranites et syénite sodique à Tiné. Toutefois, le massif de Todou-Yaré semble constitué, en grande partie, par des microgranites calco-alcalins et des microdiorites. Ce sont peut-être des roches épanchées de mise en place postérieure au plissement des schistes cristallins sur lesquels elles reposeraient, d'après une observation du Commandant Carrier.

D'autres types lithologiques ont été récoltés en très petit nombre. Ils seront décrits au chapitre IV.

La grande majorité de ces roches porte des traces d'actions dynamiques d'intensité variable : quartz et feldspaths fissurés, à extinctions roulantes, mica tordu ou bien structure franchement cataclastique. Ce dernier cas est réalisé par le granite du massif de Toumtouma-Koudri ; il a été signalé antérieurement par le Colonel Azéma et le Dr. Jamot [4, 23 pp. 125 et 133]. Il en est de même du microgranite du Djebel Tarei ; on connaissait déjà un microgranite écrasé au Nord d'Am Dam, dans l'Oued Nabaga [4,23 p. 133].

Les granites écrasés, soumis aux agents du métamorphisme de profondeur, ont donné lieu à la formation d'ortho-gneiss. On connaît des termes intermédiaires, notamment un granite gneissique au Sud et au SE d'Abéché et des gneiss granitoïdes dans le quadrilatère formé par Abéché, Niery, Toumtouma et Kallim [23, p. 132].

En somme, la mise en place des roches éruptives semble avoir précédé, dans l'ensemble, les phénomènes de plissement des schistes cristallins. Mais il est probable que d'autres venues furent la conséquence de ce bouleversement. Ce pourrait être le cas de la syénite de Tiné, de certains filons de pegmatite et de

1. Rappelons qu'en ce point M. G. J. Preumont [40 a] a constaté la présence de gneiss (voir p. 544).

quartz et de certaines roches microgrenues (microgranite et microdiorite de Todou-Yaré, micromonzonite de Tiné) dont les éléments sont intacts ou à peine déformés, peut-être par des mouvements posthumes. Il est impossible de distinguer nettement ces deux séries anciennes d'après la seule texture des roches.

Ces terrains éruptifs ont la même signification que les grands massifs des environs d'Abéché. Les uns et les autres sont probablement contemporains des formations granitiques si largement développées dans l'Adrar des Iforass et dans l'Ahaggar (Sahara central) que R. Chudeau¹ avait provisoirement classées dans l'*Archéen*². Le savant explorateur, analysant la Note du D^r Jamot, leur avait assigné le même âge dans l'Ouadaï [8].

SCHISTES CRISTALLINS. — Ils sont très développés dans l'immense étendue des deux premières régions et servent de socle aux grès du Massalit et de l'Ennedi. Ils s'étendent probablement, en profondeur, sous le désert de Libye.

Dans la 1^{re} région ils sont cachés par l'épais manteau de latérite qu'ils déchirent çà et là; les spécimens récoltés aux points où ils sont à découvert sont des ortho-gneiss ou des quartzites.

Les micaschistes semblent prédominer largement dans la 2^{de} région où ils sont bien visibles. Ils succèdent ainsi, vers l'Est, aux gneiss qui occupent en majorité le quadrilatère irrégulier Abéché-Niery-Toumtouma-Kallim de l'Ouadaï central [23, p. 132]. Les ortho-gneiss se rencontrent cependant d'une façon intermittente le long des oueds Azounga et Kadja. Plusieurs ortho-amphibolites ont été récoltées à l'Est du massif de Borou et dans la falaise du plateau de Faura (voir croquis p. 557).

Les micaschistes passent fréquemment, par appauvrissement en mica, à des quartzites à muscovite sur l'extension desquels le D^r Jamot avait déjà attiré l'attention [23, p. 135]. En plus des massifs de Tinga, de Mongororo et de Gourgne, déjà cités, il faut mentionner les crêtes de quartzite de la région de Toumtouma. Partout ces arêtes vives dessinent l'orientation générale du plissement. Elles paraissent intimement liées aux gneiss et aux micaschistes et je ne pense pas qu'il faille établir une distinction — en tous cas prématurée — entre les schistes cristallins et

1. R. CHUDEAU. Sahara Soudanais. Paris, 1909, pp. 2-4.

2. Depuis lors M. J. BOURCART (Un voyage au Sahara : notes préliminaires des résultats géologiques de la mission O. Olufsen au Sahara. *Bull. Com. Afr. Franç., rend. col.*, N° 11, Paris, 1923, pp. 385-408, 1 carte. — *CR. s. S. G. F.*, n° 17, Paris 1923, p. 199) a montré l'existence « de grandes masses de granites plus récents que le massif du Hoggar, sur son pourtour. »

les quartzites, comme l'a fait le Capitaine Arnaud qui attribuait ces derniers, par pure hypothèse, au Silurien [2, p. 35, carte reproduite par E. Loir III]. Si ces crêtes de quartzite attirent plus fortement l'attention du voyageur non averti, elles le doivent simplement, je le répète, à leur plus grande résistance à l'érosion.

Quelques types spéciaux dont l'aire de dispersion semble très restreinte seront examinés au chap. IV.

Ces schistes cristallins sont d'âge antégothlandien, comme nous l'apprendra l'étude des grès de l'Ennedi. Ils correspondent au Silurien de R. Chudeau¹. Mais cette équivalence doit être écartée. Tout récemment, M. C. Kilian² a cru pouvoir admettre l'âge algonkien des plissements les plus récents des schistes cristallins de l'Ahaggar.

GRÈS PALÉOZOÏQUES. Grès de l'Ennedi. — Depuis les renseignements recueillis par Nachtigal [39, p. 419], plusieurs officiers [6, 9, 17] ont vu les grès de l'Ennedi et noté brièvement leur existence. Leurs renseignements ont été recueillis par MM. H. Freydenberg et G. Garde [18, 22]. A la suite de la campagne du Capitaine Arnaud, M. P. Lemoine a provisoirement attribué ces grès au Dévonien [3, p. 502], par analogie avec les tassilis du Sahara central³. R. Chudeau partageait cette opinion [8, p. 293]. E. Loir [III] les attribue au Permo-trias sans raison apparente. Le Dr Jamot [23, p. 129] signale à la base de ces grès, qu'il a vu entre Ouoi et Faya des « schistes plats et unis comme de l'ardoise de couleur blanche, rouge ou noire... relevés de 30° environ vers le Sud » sur lesquels reposent *en concordance* les grès de l'Ennedi. Ailleurs cet auteur [23, p. 135] écrit, d'après les documents rapportés par l'Adjudant Désandré, que ces grès sont « en concordance avec des schistes métamorphiques sur lesquels ils reposent ». Il est fort probable que les schistes à apparence d'ardoise sont de la même nature que les soi-disant schistes ardoisiers de l'Oued Miski (SW de l'Emi Koussi, dans le Tibesti) que MM. Lacroix et Tilho [26] ont démontré être des granites écrasés et des mylonites.

S'appuyant sur la découverte, entre le pied du Koussi et Faya [26] de « *Harlania Harlani* (*Artrophyucus Harlani* HALL), caractéristique des grès de Medina de l'Amérique du Nord qui forment

1. R. CHUDEAU, *loc. cit.*, pp. 4-7.

2. C. KILIAN. Des plissements propres aux schistes cristallins de l'Ahaggar; des Saharides. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, Paris 1923, p. 1563.

3. R. CHUDEAU, *loc. cit.*, p. 7.

la partie inférieure du Silurien supérieur (Gothlandien) » et rappelant la découverte antérieure de *Harlania Halli* GOEPPERT, à Orida, dans l'oasis de Djado (NNW de Bilma)¹, ces auteurs estiment que « cette nouvelle observation prolonge de près de 1500 km. vers le Sud-Est l'extension du Silurien, et il est possible, en outre, que les grès du Ouadaï et du Massalit appartiennent, au moins en partie, à la même série ».

« Nous ne voulons pas dire, bien entendu », ajoutent-ils, « que tous les grès du Tibesti et des régions avoisinantes sont exclusivement siluriens ; l'altitude de ces gisements où ont été rencontrés les *Harlania* est d'environ 300 m. ; il est bien vraisemblable que les strates qui surmontent les couches fossilifères forment une série compréhensive correspondant à des niveaux géologiques moins anciens, mais on peut dès à présent affirmer l'âge silurien supérieur de tous les grès du bas pays du Borkou et de ceux de la base des formations sédimentaires du Tibesti, de l'Erdi et de l'Ennedi » ?.

La découverte, par le Commandant Carrier, de fossiles végétaux et d'*Harlania*, déterminés par M. P.-H. Fritel, dans les grès de l'Ennedi, entre Am Djeress et le Désert libyque, vient heureusement confirmer ces vues et les compléter, sans préjudice des réserves formulées dans la note infrapaginale.

Voici la liste de ces fossiles que j'emprunte aux Notes de MM. P.-H. FRITEL et CARRIER [19, 19 a, 20], avec indication du gisement et de l'âge.

DINANTIEN OU CULM SUPÉRIEUR.

<i>Ulodendron majus</i> LINDL et HUTT	Enibé.
<i>Lepidodendron Veltheimianum</i> ? STERNBERG	Agha.
<i>Lepidodendron</i> ?	»
<i>Ulodendron</i> ?	»

1. H. HUBERT. Sur l'extension probable des formations tertiaires en Afrique occidentale. *B.S.G.F.* (4), XVII, Paris 1917, p. 115, note 5.

2. Il me paraît utile de faire quelques réserves sur la position stratigraphique des *Harliana*.

M. HAUG (Paléontologie in F. FOUREAU. Documents scientifiques de la Mission Saharienne. Fasc. III. Paris, 1905, pp. 764-65) a figuré, dans un chapitre consacré au Dévonien, des corps analogues aux *Arthropycus* de James Hall, découverts par F. Foureau dans les grès d'Aïn El Hadjadj. Il ne faut, en effet, pas perdre de vue que *Harlania* est un *problematica* utilisable pour la stratigraphie locale (grès de Medina) mais perdant toute sa valeur stratigraphique à des milliers de kilomètres de distance.

Leptostrophia oriskania CLARKE, signalé par M. H. HUBERT (*loc. cit.*) à Dadafi, entre Bilma et le Tibesti, est, semble-t-il, un argument beaucoup plus probant en faveur de l'âge gothlandien de la base des grès en question. Quant à *Spirifer* cf. *Rousseaui* M. ROUAULT de Dadafi, encore cité par M. H. Hubert, c'est là un argument de moindre valeur.

Diplotmema ? Couches moyennes de Ouara, du Piton de Kourro
 et de la falaise de l'Erdi Ma.
Calymmatotheca ? » »

DÉVONIEN SUPÉRIEUR.

Spirophyton typum (*Taonurus typus*) J. HALL Ouara et Enibé.
Spirophyton crassum J. HALL » »
Spirophyton cauda galli VANUXEM Ouara.
Taonurus sp. »
Palaeophycus sp. »
Cruziana sp. »

GOTHLANDIEN INFÉRIEUR (?)

Harlania sp. Entre Am Djeress et Bao.

L'ensemble des assises gréseuses qui constituent le Tibesti, l'Erdi et l'Ennedi forme donc une série vraisemblablement continue s'étendant du Gothlandien inférieur (?) au moins jusqu'au Dinantien. Peut-être est-elle recouverte — si l'on tient compte de la présence d'un Oursin maestrichtien, le *Noetlingia Monteili* V. GAUTHIER¹, au Sud de Bilma — par des sédiments crétaciques.

Le fait que, dans l'Ennedi, aucun fossile carbonifère n'a été trouvé au Sud de Ouara nous autoriserait peut-être à faire passer provisoirement par ce point la limite du Dinantien, mais il ne faut pas perdre de vue que l'exploration géologique des assises gréseuses fut rien moins que méthodique. Aussi n'ai-je pas voulu consacrer ce qui n'est sans doute qu'une illusion en l'inscrivant sur le croquis cartographique.

Toutefois le Commandant Carrier s'est donné la peine de relever, à Am Djeress, la coupe de la falaise de 100 m. de haut environ qui limite au Sud le plateau gréseux. Voici cette coupe, du sommet à la base :

1. A. DE LAPPARENT. Sur la découverte d'un oursin d'âge crétacé dans le Sahara oriental, *CR. Ac. Sc.*, t. CXXXII, Paris, 1901, p. 388.

On se souviendra aussi que Rohlfs (Gerhard Rohlfs' Reise durch Nord-Afrika. *Petermann's Mitt.* Ergänzungsband V. 1867-68, Leipzig, 1868, p. 40, Tafel 2) a vu au Sud de Bilma des grès riches en fossiles et notamment en empreintes d'Ammonites. En Tripolitaine, le Maestrichtien est reconnu jusque Ghadames (L. PÉRVINQUIÈRE. Sur la géologie de l'extrême Sud Tunisien et de la Tripolitaine. *B. S. G. F.* (4), t. XII, Paris, 1912, p. 181, esquisse géologique, p. 144), M. G. Garde [22] l'a décrit dans l'Adrar Doutchi (Soudan) et l'on sait que dans les grands oasis du désert libyque, ses formations crayeuses reposent sur les grès de Nubie (E. HAUG. *Traité de Géologie* II, Paris, 1908-11, p. 1336).

5. Grès à grain moyen.
4. Grès grossier.
3. Poudingue.
2. Latérite.
1. Granite (?)

Les assises paléozoïques sont presque horizontales, avec un très léger pendage vers le NW. Elles débutent par un poudingue et, nulle part, le commandant Carrier ne les a vu reposer sur des mylonites ayant l'apparence de schistes ardoisiers [23, p. 129]. Il n'a pas non plus constaté de bancs « relevés vers le Sud en concordance avec des schistes métamorphiques » [23, p. 135].

La discordance est très nette et ne laisse aucun doute.

Grès du Massalit. — J'ai donné plus haut (p. 548) l'aire approximative occupée par ces grès.

Le capitaine Arnaud les décrit comme suit [1, p. 181] : «...les grès argileux du Massalit n'ont plus le même aspect ni la même consistance (que les grès de l'Ennedi). Ils ressemblent davantage aux dépôts arénacés attribués au Crétacé, entre le Niger et Zinder. Les grès sont plus meubles, des argiles s'intercalent et un manteau de grès ferrugineux les recouvre ; toutefois ils reposent encore sur l'Archéen et sur les quartzites siluriens (?). On peut les attribuer au Crétacé par analogie avec les terrains du Djerma (Niger), sans préciser davantage. »

Cette attribution bien hasardeuse est reproduite par la carte de E. Loir [III]. Le fait que les grès de l'Ennedi ont essaimé de nombreux témoins vers le Sud et que les grès du Massalit reposent directement sur le substratum schisto-cristallin devrait plutôt nous porter à les considérer, jusqu'à plus ample informé, comme un lambeau grandiose, respecté par l'érosion, de la série paléozoïque définie plus haut. Nous avons vu que MM. A. Lacroix et Tilho ont proposé la même interprétation [26] : « il est possible, en outre, que les grès du Ouadaï et du Massalit appartiennent, au moins en partie, à la même série » (Silurien). En tout cas, on n'y a jamais trouvé de fossiles et, au point de vue lithologique, les échantillons que j'ai entre les mains ne se distinguent pas de ceux provenant de l'Ennedi.

Le Dr Jamot [23, pp. 124 et 135] écrit que les grès du Massalit sont « en concordance sur les gneiss sous-jacents. » Par exemple, sur la rive Est de l'Oued Téguré, au Nord du village du même nom, « une petite éminence linéaire de quelques centaines de mètres de long, constituée par du gneiss latéritisé et orienté 40° (?), traverse les bancs de grès qui à son contact sont relevés presque verticalement. »

Ici, encore, le Commandant Carrier m'affirme n'avoir rien vu de semblable.

Il serait absolument vain de vouloir discuter à présent deux observations aussi contradictoires ; il faut laisser à l'avenir le soin d'établir la vérité.

Ancienne extension des grès. — En dehors des grès du Massalit, des témoins plus ou moins importants de l'ancienne couverture sédimentaire s'essaient, nombreux, le long de l'Oued Howa (Bourou, Maragara) et de l'Oued Kadja (table de Kamareigne, Kolei, etc.).

Il est intéressant de rappeler que le Dr Jamot [23, p. 122] a signalé à 20 km. à l'Est d'Abéché, sur la route de Bir Taouil « une petite crête de grès siliceux bruns, orientés NW-SE. »

Il est probable que ces grès ont couvert une surface considérable jusque vers le 12^e parallèle. Ils portent l'habituelle carapace de grès durs ferrugineux, accompagnés de produits latéritiques et, dans les sables résultant de leur désagrégation, on rencontre fréquemment des concrétions, souvent creuses, de formes diverses.

L'origine du Djebel Mela est tout aussi obscure que celle des grès du Massalit. La Mission y a recueilli un poudingue à galets de quartz et ciment gréseux et un grès grossier à ciment argileux.

Ce témoin tabulaire de dimensions imposantes repose sur un socle granitique et fait partie de l'importante formation sédimentaire qui s'étend vers l'Ouest jusqu'à N'délé.

Cette formation n'a pas encore fourni de fossiles et c'est par raison d'analogie morphologique, semble-t-il, que H. Courtet 10, p. 655] la rattache provisoirement au Karoo¹.

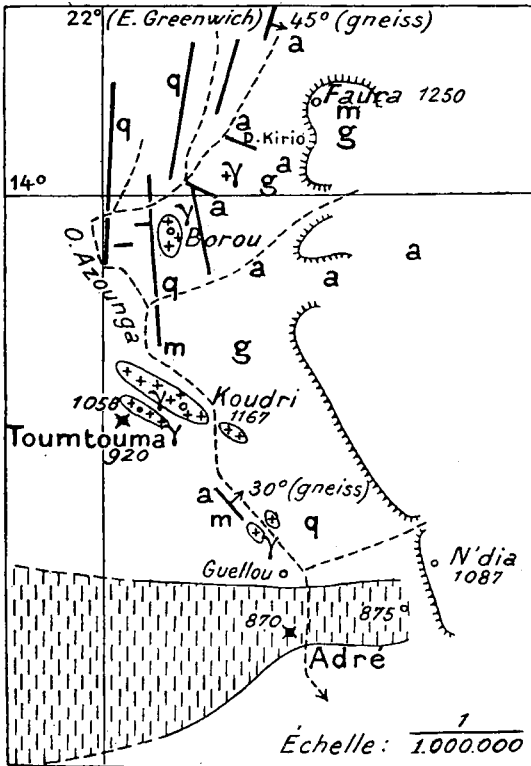
ROCHES VOLCANIQUES RÉCENTES. — Des laves à faciès basaltique (basanitoïdes et formes de passage au basalte) se sont épanchées à la surface des schistes cristallins (Abou Assel, Oued Amsoul, Orba) et des grès de l'Ennedi (Karou-Denikari, Kapterko). Nous verrons plus loin qu'elles jalonnent le prolongement d'une ligne de fracture subméridienne de date postérieure au dépôt des grès et probablement contemporaine des grandes failles de l'Afrique orientale.

FORMATIONS RÉCENTES. — Les principaux caractères des formations récentes ont été passés en revue dans le chapitre II. Ce sont

1. L'opinion de M. J. D. FALCONER, *loc. cit.*, qui fait de ces grès et de ceux de l'Ennedi des roches éocènes ne peut pas être prise en considération sérieuse.

des produits latéritiques variés dont quelques-uns seront examinés avec plus de détails dans le chapitre suivant, les sables de « goz », des dunes fixées et mobiles et des arènes granitiques.

TECTONIQUE. — Dans la plus grande partie de l'Ouadaï, les plissements des schistes cristallins, révélés par l'allure des couches de quartzite, accusent deux directions conjuguées; NE-SW et NW-SE.



CROQUIS DE LA RÉGION DE TOUMTOUMA.
(Voir la légende du croquis géologique h. t.).

Souvent ces deux directions s'entrecroisent. Toutefois la première paraît dominer au Nord d'une ligne Est-Ouest, jalonnée par Abéché, Bir Taouil et Toumtoouma, tandis que la seconde apparaît, plus fréquente, au Sud [23, p. 135]. De rares observations semblent indiquer des pendages vers le NW ou le SW.

Dans l'Ouadaï oriental (2^e région) ces plis prennent une direction sensiblement subméridienne. Ils dessinent au Nord et

au Sud des massifs de granite écrasé de Toumtouma et de Borou, un arc de cercle à grand rayon de courbure, convexe vers l'Occident. Le Commandant Carrier a pu relever aux deux extrémités de cet arc, sur les gneiss, deux pendages : l'un (au Nord) de 45° ESE, l'autre (au Sud) de 30° NE.

Ces mouvements tangentiels appartiennent à la période orogénique qui a plissé le Nord de l'Afrique (Saharides de E. Suess¹) à une époque antérieure au Silurien supérieur ou même au Cambrien².

R. Chudeau³ pensait que les plissements des schistes cristallins dataient du Silurien. M. C. Kilian⁴ les considère actuellement — tout au moins les plus récents — comme algonkiens.

Les documents de la Mission n'apportent pas d'éléments absolument nouveaux dans le débat. Ils confirment simplement l'âge antégothlandien de la surrection des Saharides. On ne connaît rien des couches subordonnées aux grès où ont été recueillis les *Harlania*.

Des observations topographiques relevées par la Mission, il résulte que les dénivellations de la pénélaine primitive ne sont pas seulement le fait de l'érosion ; elles peuvent être dues à des mouvements verticaux postérieurs au dépôt des grès (voir p. 548).

La configuration de la région de Toumtouma en fournit un exemple fort net. L'ensemble tectonique situé à gauche de la figure et dont il est question plus haut (massif granitique Toumtouma-Koudri, schistes cristallins plissés) supporte, vers le Sud, un large plateau de grès où est situé Adré. Ce plateau fait partie des grès du Massalit.

L'altitude de toute cette région, y compris les grès, est inférieure à celle du plateau cristallin de N'dia-Faura.

Cet accident topographique semble pouvoir être expliqué, en attendant de nouvelles observations, par l'existence d'une faille subméridienne, *postérieure au dépôt des grès*. Le déplacement relatif des deux compartiments voisins aurait engendré la falaise de N'dia-Faura. Et l'Oued Azounga, ainsi que l'Oued Kadja qui lui fait suite, auraient emprunté une vallée d'affaissement gros-

1. E. SUSS. La face de la Terre, III, p. 679.

2. SINCLAIR. Sur l'âge des grès de la Guinée française *CR. Ac. Sc.*, t. CLXVI, Paris, 1918, p. 417. Les grès du Cambrien supérieur y sont subordonnés à des schistes ordoviciens inférieurs à *Monograptus priodon* et *Tribolites*.

3. R. CHUDEAU. Sahara Soudanais. Paris, 1909, pp. 1 et 2.

4. C. KILIAN. Des plissements propres aux schistes cristallins de l'Ahaggar ; des Saharides. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, Paris, 1923, p. 1563.

Commentant notre Note préliminaire [15], M. C. Kilian [24, p. 99] voit avec raison une extension de son « faite saharien » dans les schistes cristallins de l'Ouadaï.

sièrement Nord-Sud, alors que la plupart des oueds de l'Ouadaï coulent de l'Est vers l'Ouest.

La comparaison de quelques altitudes permettra de mieux fixer les idées :

Poste de Toumtouma	920 m.	Faura	1250 m.
Adrè	875 m.	N'dia 1087 m.

Le sommet du Koudri atteint 1167 m., mais il faut considérer que ce massif granitique pouvait faire saillie au-dessus du niveau de la pénéplaine primitive.

A ces événements tectoniques est sans doute liée la formation des centres volcaniques qui s'alignent du Nord au Sud depuis Kapterko jusque Abou Assel¹ à peu près dans la direction de la falaise. Ils jalonnent probablement une ligne de fracture étendue, parallèle aux fossés de l'Afrique orientale. Ils se répartissent entre les 22^e et 23^e degrés de longitude Est et les 14^e et 17^e degrés de latitude Nord. Entre les parallèles 13°30' et 14°15', la *Faille de N'dia-Faura* longerait approximativement le méridien 22° 15'.

Des laves du même type que celles qui nous occupent ici (basanitoïdes, basaltes) ont été étudiées dans le Tibesti (Emi Koussi) [25] et au Djebel Mara [15].

IV. LITHOLOGIE

ROCHES INTRUSIVES ET FILONIENNES SÉRIE ANCIENNE

GRANITES ALCALINS SANS MÉTASILICATES SODIQUES. Ce sont les plus fréquents. Le feldspath dominant est le microcline souvent accompagné d'un peu d'albite. Ces granites sont aplitiques (petite crête au Nord de Guellou, sur l'Oued Azounga) ou bien renferment de la muscovite et de la biotite en faible proportion. On rencontre toujours le zircon et la magnétite comme minéraux accessoires. Le granite du Djebel Borou est pauvre en quartz.

Granites écrasés. Tous ces granites montrent au moins des traces d'écrasement; d'autres sont franchement cataclastiques. Parmi ces derniers, les granites du Koudri et de la crête

1. Il est intéressant de signaler qu'une ponce trachytique ou rhyolitique a été recueillie beaucoup plus au Sud, à Mongororo.

qui protège le poste de Toumtouma renferment, au milieu d'un magma porphyrisé, des noyaux de résistance formés de quartz ou de microcline fissurés. Il en est (sommets de la crête) de complètement mylonitisés avec quartz recristallisé poecilitique (quartz globulaire).

En plus du granite écrasé rouge que signale le Dr Jamot [23, p. 133], la Mission a recueilli, à Toumtouma, un granite écrasé brun. Le premier, que j'ai étudié à nouveau, forme en outre la crête du Koudri ; il montre de la muscovite en grandes lames tordues, à fibres écartelées, baignant avec du quartz plus ou moins laminé dans un magma totalement porphyrisé. Sa coloration rouge est due à la présence d'un pigment d'hématite.

Le second est un granite à deux micas et sa couleur brune résulte de l'altération de l'hématite en limonite.

Le granite du Djebel Borou et de la petite crête rocheuse au Nord de Guellou contient du quartz et du microcline fissurés.

GRANITES CALCO-ALCALINS. — D'après les membres de la Mission qui ont parcouru la 1^{re} région, les granites formeraient des dômes nombreux entre les parallèles 5° et 7°. Les gisements exacts des deux échantillons que j'ai examinés sont malheureusement perdus. Ils sont tous deux formés de microcline, d'oligoclase et de quartz fortement fissuré. Le quartz se présente aussi sous forme poecilitique ou vermiculée dans les feldspaths. L'un de ces granites calco-alkalins renferme de la biotite tordue et dilacérée, l'autre du grenat.

MICROGRANITES ALCALINS SANS MÉTASILICATES SODIQUES. — Au SE de Tiné on rencontre un microgranite à pâte composée de quartz, de microcline parfois microlitique et de micropegmatite auréolée et à étoilement. On y voit aussi de petites paillettes de phlogopite.

La pâte est microgranulitique dans le microgranite du Hadjer Hagara (SSE Mongororo) ; en plus du quartz, il y a du microcline, de l'albite et quelques petites plages de pegmatite graphique où le quartz est englobé par l'orthose, et enfin de la muscovite.

Le microgranite de Todou-Yaré possède une structure franchement microgranitique (quartz xénomorphe) ; pâte formée de microcline, d'orthose et de quartz en association poecilitique avec l'orthose ; phénocristaux de microcline et de biotite brunie.

MICROGRANITES CALCO-ALCALINS. — Dans le massif de Todou-Yaré on voit apparaître des microgranites calco-alkalins. De l'oligo-

clase plus ou moins corrodée par la pâte, prend place parmi les phénocristaux de quartz et de microcline. On observe aussi de rares lames de biotite de grandes dimensions ou bien des cristaux de hornblende verte et, de ci, de là, de beaux cristaux zonés d'albite (Hadjer Fauca, village près de Yaré). La pâte à structure microgranulitique renferme, en plus du quartz et du microcline, de l'albite, de la biotite et de la hornblende verte. Les phénocristaux de quartz sont fissurés et montrent des extinctions onduleuses. Il y a peut-être passage graduel de ces roches aux microdiorites qui seront décrites plus loin.

Au Djebel Tarei, les phénocristaux sont le microcline, l'orthose, l'albite, des plagioclases et du quartz. La pâte a la même composition que précédemment avec, en plus, un peu de micropegmatite. Cette roche présente des zones fortement écrasées et du quartz à caractère cataclastique.

GRANODIORITE QUARTZIFÈRE ET DIORITE. Les roches basiques sont, jusqu'à présent, très rares au Ouadaï ; je rappelle ici l'existence de ces deux roches connues, la première entre Abouleïn et Mourrah, sur la route d'Abéché à Bir Taouil [4], la seconde à Niéry [22, p. 226].

MICRODIORITE QUARTZIQUE. Cette roche a été récoltée dans le Sud du massif de Todou-Yaré ainsi qu'à Kalagbondo, à l'Ouest de Koleï. En ces deux points elle présente le même faciès. La pâte, assez largement cristallisée est formée d'andésine et d'ouralite ; on y voit de plus du quartz intersertal. Quelques préparations montrent des enclaves homoeogènes d'une aplite à micropegmatite résultant de la cristallisation d'un verre résiduel (Yaré-Kous-sourou).

SYÉNITE NÉPHÉLINIFÈRE A ÆGYRINE. Un échantillon unique de ce type a été recueilli dans un massif intrusif (?) situé au SE de Tiné, en même temps qu'un microgranite (voir plus haut) et une micromonzonite qui est décrite plus loin.

Cette syénite est essentiellement formée d'albite et d'ægyrine. Les éléments de ce dernier minéral présentent une tendance à l'alignement.

Au microscope, l'albite se présente en grandes plages à macles rares et allongées ; elle renferme, orientées entre ses plans de clivage, une foule d'aiguilles d'ægyrine. En plus de l'albite, il y a une certaine quantité de microcline et un peu de néphéline presque totalement transformée en mésotype. — Les feldspaths

englobent poecilitiquement des cristaux d'ægryne de toutes tailles, généralement aciculaires. Ce minéral forme ou non des associations parallèles avec la biotite et la torendrikite ; on observe également de l'apatite et du sphène. La biotite renferme des auréoles polychroïques ; la torendrikite est une amphibole ferrico-magnésienne dont j'ai donné ailleurs la description [12]. Elle a été découverte à Madagascar et étudiée par M. Lacroix¹ dans plusieurs gisements et notamment dans une *syénite à microcline à grands éléments* et en masses bacillaires associées à la biotite. C'est la première fois que la torendrikite est signalée en dehors de Madagascar².

MONZONITE. Cette roche existe près du village de Yoyo à l'ENE de Mongororo. Elle présente une structure grenue ; elle est composée d'orthose et d'oligoclase fissurées avec un peu de quartz et de myrmékite. Les minéraux colorés sont : la biotite, dominante, et la hornblende verte ; les minéraux accessoires : le sphène, le zircon, l'apatite et le fer titané.

MICROMONZONITE (SE de Tiné). Roche constituée par du labrador ou de l'andésine basique et de la pigeonite (augite pauvre en chaux). Les plagioclases se présentent en plages plus ou moins troubles entourées d'une auréole d'orthose limpide. Ces minéraux forment également les phénocristaux et les éléments de la pâte. Les deux temps ne sont pas bien tranchés. On trouve, de plus, un peu d'olivine, de beaux prismes d'apatite et de la magnétite auréolée de biotite.

APLITES, PEGMATITES, DISSOGÉNITE. Les aplites et les pegmatites de granite sont abondantes. Les pegmatites ne montrent que du quartz, des feldspaths et du mica, sauf au Hadjer Koundiougourou, au N d'Ifféné, d'où la Mission a rapporté une pegmatite avec un beau cristal de tourmaline noire, malheureusement incomplet.

Une *dissogénite alcaline syénitique* a été récoltée au Djebel Tilei. Elle se présente en filons verticaux dans une roche qui n'a pas été échantillonnée. La masse principale de cette dissogénite est de l'albite en très grands éléments, qui englobent poecilitiquement du diopside vert — décomposé par place en limonite —

1. A. LACROIX. Sur une série de roches syénitiques alcalines potassiques à minéraux sodiques de Madagascar. *CR. Ac. Sc.*, t. CLXXI, Paris, 1920, p. 591 et *Minéralogie de Madagascar*, I, Paris, 1922, p. 541.

2. Au cours de la rédaction de ces pages, j'ai encore reconnu la torendrikite parmi les éléments colorés de la pâte d'un trachyte du Djebel Marra (Voir plus loin).

ainsi que du sphène. Au microscope, l'albite montre un développement remarquable de la macle de la péricline, tandis que la macle de l'albite est peu fréquente. Le diopside se présente en cristaux raccourcis, épars ou agglomérés. De gros cristaux de sphène entourent parfois des grains de diopside.

ROCHES VOLCANIQUES RÉCENTES

BASALTE. Il existe à Orba un basalte riche en phénocristaux d'olivine et en microlites d'augite. Il renferme un peu de néphéline virtuelle qui en fait un terme de passage au type suivant.

BASANITOÏDES. Nous avons vu que ces laves à silice déficitaire se sont épanchées à la surface des grès de l'Ennedi (Kapterko, Karou-Denikari) et des schistes cristallins (Oued Amsoul, Abou Assel). Elles sont, comme le basalte d'Orba, riches en phénocristaux d'olivine et en microlites d'augite. L'olivine est veinée de serpentine et parfois de bowlingite. La pâte renferme de la néphéline virtuelle sous forme de verre sodique. Les microlites feldspathiques sont peu abondants. A Kapterko, les microlites d'augite se réduisent à l'état de ponctuations biréfringentes tandis que les microlites de labrador sont bien développés ; les phénocristaux d'olivine sont de taille notable et l'on observe en outre des enclaves énallogènes de quartz et de labrador-bytownite.

ANNEXE : LAVES DU DJEBEL MARRA.

La Mission a gagné l'Ouadaï par El Fasher, dans le Darfour. En longeant le versant nord du Djebel Marra, le Commandant Carrier a récolté quelques laves dont nous parlerons ici afin de grouper les remarques sur les roches volcaniques.

Le volcan Dereiba a été précédemment étudié par M. W. Campbell Smith [32]. Cet auteur y a signalé un trachyte sodique, un trachyte sodique quartzifère, un trachyte à riebeckite quartzifère, une kényte à andésine et une mugéarite.

Parmi les laves que j'ai étudiées, j'ai retrouvé le trachyte quartzifère. Le quartz est intersertal ; entre les microlites feldspathiques apparait de la limonite résultant très certainement de l'altération des pyroxènes et des amphiboles sodiques à structure opitique signalés par M. W. Campbell Smith (ægyrine, cossyrite, catophorite, arfvedsonite). J'ai également reconnu une ponce trachytique secondairement

calcifiée et imprégnée de limonite mais qui renferme encore des cristaux de sanidine absolument frais.

Les autres roches sont des types nouveaux pour le Djebel Marra :

TRACHYTE NÉPHÉLINIQUE A ÆGYRINE. Cette roche à structure phonolitique très marquée montre en lame mince des sections hexagonales clairsemées de 0,3 mm., formées, les unes de mésotype, les autres d'opale : ce sont des squelettes de néphéline. Les microlites de sanidine sont moulés ophitiquement par des métasilicates variés : augite ægyrinique et ægyrine vert d'herbe pouvant se présenter en plages de dimensions notables, ænigmatite en petites paillettes brunes disséminées dans toute la pâte, et une amphibole très dispersive, à grand angle d'extinction, peu biréfringente, polychroïque dans le bleu verdâtre intense (c), le gris violacé (b) et le jaune brunâtre clair (a), et que, pour ces raisons, je rapporte à la torendrikite. Cette amphibole entoure de préférence, en compagnie des autres métasilicates, les squelettes de néphéline. L'altération de la néphéline en opale aura pour effet, au point de vue de la composition chimique virtuelle de la roche, de

libérer une certaine quantité de silice et de relever le rapport $\frac{K_2 O}{Na_2 O}$.

J'ai considéré la roche comme si elle était fraîche pour lui donner sa position systématique, mais en réalité on a affaire au type *méta*.

Cette roche a une grande analogie avec les trachytes phonolitiques néphélinifères du type *Tsiafakafokely* de Madagascar ¹. On peut aussi la considérer comme une forme de passage à l'*apachite* d'Osann (1896) des Monts Apaches, Texas ², qui est plus riche en minéraux colorés. C'est également le lieu de rappeler qu'une *tinguaïte* a été signalée plus à l'Est, aux environs de Kadero (Kordofan), par G. Linck ³ et des *rhyolites à riebeckite* à 100 milles au NW d'El Obeid (Kordofan), au Djebel Katul, par M. W. Campbell Smith ⁴.

BASANITOÏDE. La texture de la pâte est très fine (hyalopilitique). Le verre sodique qui forme le fond de la préparation s'individualise çà et là, en petites plages carrées d'analcime ou de sodalite. Les phénocristaux d'olivine sont nombreux et présentent un début d'altération en serpentine et surtout en bowlingite.

La présence de ces divers types de laves au Djebel Marra fait penser à l'Emi Koussi (Tibesti) où l'on peut distinguer deux grandes émissions : d'abord des laves à faciès basaltique, ensuite des laves à faciès trachytique [25, 27]. Peut-être ces deux centres volcaniques ont-ils

1. A. LACROIX. Minéralogie de Madagascar, III, Paris, 1923, p. 19.

2. A. OSANN. Beiträge zur Geologie und Petrographie des Apache (Davis) Mts Westtexas. *Tk's M. u. P. Mitt.*, XV, Wien, 1896, pp. 447-55.

3. G. LINCK. Beiträge zur Geologie und Petrographie von Kordofan. *Neues Jahrb. f. Min.*, B. B. XVII, Stuttgart, 1903, p. 438.

4. W. CAMPBELL SMITH. Riebeckite-rhyolite from northern Kordofan, Soudan. *Min. Mag.*, XIX, London, 1920, pp. 48-50.

évolué parallèlement¹. Remarquons encore que la silice est déficiente dans les deux nouveaux types que je viens de signaler².

Quant aux basanitoïdes, nous voyons que ce sont des laves communes à l'Emi Koussi, aux volcans de l'Ennédi, de l'Ouadaï et du Djebel Marra. Celles du Koussi sont également riches en olivine et en micro-lites d'augite [25].

M. A. Lacroix a fait analyser par M. Raoult quelques-uns des échantillons à faciès basaltique rapportés par la Mission. Mon savant Maître a bien voulu m'autoriser à publier ici les résultats de ces analyses. J'y joins, pour justifier le rapprochement que je viens de faire, les analyses d'un basanitoïde compact et d'une scorie de basanitoïde de l'Emi Koussi, publiées en 1919 par M. A. Lacroix [25]. Je donne d'une part la composition centésimale et de l'autre, la composition virtuelle, calculée, de même que les paramètres magmatiques ci-contre, selon la méthode américaine.

a) Basalte à la limite des basanitoïdes, Orba (Ouadaï).

III. 5(6).(2)3.4. [2.3.'2.2.]

b) Basanitoïde compact, Abou Assel Ouadaï).

III. 6.3.4. [2.2.2.2'.]

c) Basanitoïde compact, Djebel Marra.

III. 6.3.4. [2(3)'.2.2.(2).3.]

A) Basanitoïde compact, Lantaï Kouroui (Emi Koussi).

III. '6.3.'4. [2.2.2.2(3).]

B) Scorie de Basanitoïde, caldeira de l'Emi Koussi.

III (IV). (5) 6.3.4. [2'.2.2.2.]

COMPOSITION CENTÉSIMALE			a	b	c	A	B
	SiO ₂		46.16	43.02	41.48	43.58	42.32
Al ₂ O ₃		11.48	14.02	12.98	15.03	10.97	
Fe ₂ O ₃		4.75	4.34	6.51	5.20	8.35	
FeO		6.56	7.85	8.54	7.28	7.27	
MnO		0.04	0.06	0.15	—	—	
MgO		14.12	9.29	7.58	7.53	9.87	
CaO		8.64	11.50	10.68	11.92	12.28	
Na ₂ O		3.40	3.03	3.39	2.75	2.71	
K ₂ O		1.24	1.74	1.43	2.06	1.21	
TiO ₂		2.22	3.00	5.08	2.76	3.78	
P ₂ O ₅		0.58	0.74	0.49	0.71	0.74	
H ₂ O	+	0.88	1.54	1.71	0.90	0.71	
	-	0.33	0.35	0.33	0.72	0.13	
		100.40	100.45	100.32'	100.44	100.34	

1. M. W. CAMPBELL SMITH [32, p. 214] avait déjà noté l'analogie des trachytes, communs aux deux volcans.

2. Pendant la correction des épreuves de cette Note, M. G. V. COLCHESTER de l'Éducation Department de Khartoum, me communique, dans deux lettres datées des 2 et 5 avril 1925, 1^o) une esquisse géologique nouvelle du Darfour et du Kordofan qui montre, au N du Djebel Marra, une grande extension des laves trachytiques et basaltiques, 2^o) une esquisse géologique de la frontière occidentale du Darfour qui confirme en tous points les résultats de la Mission du Lieutenant-Colonel Grossard exposés ici.

COMPOSITION VIRTUELLE		a	b	c	A	B
	Orthose	7.23	10.01	8.34	12.23	7.23
	Albite	19.91	6.81	12.05	7.34	10.76
	Anorthite	12.51	19.46	15.83	22.24	14.18
	Néphéline	4.83	10.22	9.09	8.80	6.68
	CaSiO ₃	11.25	13.92	14.15	13.69	17.86
	MgSiO ₃	8.85	10.00	11.30	10.04	15.40
	FeSiO ₃	1.12	2.64	1.19	2.32	—
	Mg ₂ SiO ₄	18.51	9.24	5.39	6.13	6.51
	Fe ₂ SiO ₄	2.60	2.55	0.61	1.57	—
Magnétite	6.96	6.26	9.51	7.66	12.30	
Ilménite	4.26	5.78	9.73	5.32	7.30	
Apatite	1.34	1.68	1.34	1.68	1.68	
Plagioclase moyen en % d'anorthite	<i>Andés.</i> 38.5 %	<i>Bytow.</i> 74.5 %	<i>Labr.-byt.</i> 57 %	<i>Bytow.</i> 75 %	<i>Labr.-byt.</i> 57 %	

Toutes ces laves sont à silice déficiente et, en conséquence, renferment jusqu'à 10.22 % de néphéline virtuelle. La soude prédomine nettement, dans tous les cas, sur la potasse. Le feldspath moyen calculé est toujours très basique sauf en a (andésine) qui est aussi le plus pauvre en néphéline virtuelle. De plus, nous avons vu que toutes ces laves sont riches en olivine et en augite; dans le calcul, le diopside est fortement prédominant, mais il y a encore exception pour a où le diopside et l'olivine sont en proportions sensiblement égales.

En somme on a affaire à un type pétrographique très homogène et bien défini.

PROVINCE PÉTROGRAPHIQUE DU TCHAD

Au point de vue de la composition chimique, les roches anciennes de l'Ouadaï semblent osciller autour du type : *granite alcalin sans métasilicates sodiques*, représenté par la plupart des granites et des microgranites. Leurs paramètres pourraient s'exprimer par $I. \frac{3}{4}. 1. \frac{3}{4}$. Le caractère alcalin, sodique, se manifeste avec une intensité particulière dans la syénite à aëgyrine de Tiné, tandis que le caractère calcique se développe dans la microdiorite de Todou-Yaré et de Kalagbondo [15].

Toutes ces roches sont en majorité quartziques ou quartzifères à l'exception de la syénite de Tiné où la présence de néphéline accuse un léger déficit de silice.

Le caractère alcalin de l'Ouadaï qui avait été réservé par R. Chudeau [8, p. 293, note infrapaginale 1] et par moi-même [41, p. 227] se trouve actuellement démontré. Ainsi disparaît le dernier hiatus dans la province pétrographique alcaline du Tchad¹.

1. R. CHUDEAU. Sahara soudanais. Paris, 1909, p. 268.

Il n'est pas inutile de rappeler que les gisements de roches alcalines les plus rapprochés se trouvent, en allant du Nord vers l'Est : dans le Tibesti (obsidienne rhyolitique et ponce phonolitique) [25]¹, au Djebel Marra (trachytes à ægyrine et amphiboles sodiques [32] (cf. p. 563 et 564), au Kousseri (rhyolite à ægyrine et riebeckite)² et au Hadjer el Khemis (rhyolite à ægyrine)³.

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

ORTHO-GNEISS. a) *Ortho-gneiss alcalin*. Un échantillon provenant de Katiri (10 km. au NE du Koudri) est caractérisé par des feldspaths alcalins : orthose dominante et microcline, à l'exclusion des plagioclases. Le minéral coloré est la biotite verte. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène et l'apatite. La structure est granoblastique.

b) *Ortho-gneiss calco-alcalins*. Suivant la teneur en quartz et en éléments colorés, il faut distinguer un *ortho-gneiss granitique* et un *ortho-gneiss dioritique*. Le premier (Massif d'Oumgourou à l'Ouest de Kiowa) renferme les feldspaths suivants : orthose, microcline, andésine-oligoclase. A part le microcline, ces feldspaths sont plus ou moins séricitisés. Le minéral coloré était originellement de la biotite : elle est presque totalement chloritisée et présente en outre des noyaux d'épidote verte. La préparation montre, de plus, un peu de hornblende verte, de l'ilménite frangée de leucoxène, de l'apatite, du zircon et du sphène qui semble résulter de la transformation totale de l'ilménite.

Le second (Mogis ; L. 14°, M. 22°12' ; à l'ENE de Borou) renferme un peu de quartz intersertal et poecilitique et de rares plages de quartz granoblastique. Le feldspath est de l'andésine et le minéral coloré de la hornblende verte englobant poecilitement du quartz et du feldspath. On note aussi la présence de quelques plages de diopside verdâtre frangées d'épidote et tachetées irrégulièrement d'ouralite verte. Les minéraux accessoires sont l'ilménite bordée de leucoxène, l'apatite, la biotite. Calcite et séricite apparaissent comme produits d'altération des feldspaths ;

1. J'ai moi-même signalé tout dernièrement une rhyolite à riebeckite à Oudoufou (Nouvelles observations sur la Géologie du Tibesti-Djado-Kaouar. *CR. Ac. Sc.*, s. du 1^{er} septembre 1924, p. 472).

2. L. GENTIL. Étude des roches in F. FOURBAU. Documents scientifiques de la Mission Saharienne. III, Paris, 1905, pp. 718-19 et 728.

3. L. GENTIL. Sur l'existence de roches alcalines dans le centre africain. *CR. Ac. Sc.*, t. CXXXIX. Paris, 1904, p. 413. Voir aussi [48, p. 172].

le sphène et l'épidote sont également à signaler parmi les produits de décomposition.

PARA-GNEISS. a) *Para-gneiss graphitique à leverriérite* (Tagia ; L. 12°25', M. 22°24' ; sur l'Oued Kadja). Les plages de quartz à extinctions fortement onduleuses sont cimentées par d'abondantes lamelles de graphite ; elles les englobent parfois complètement par suite du nourrissage du grain. Il semble donc qu'une matière charbonneuse ait dû constituer le ciment originel de la roche. Ce graphite, traité par le réactif de Brodie (acide azotique fumant + chlorate de potasse) foisonne légèrement quand on le chauffe et se transforme en oxyde graphitique vert ¹. Les feldspaths, qui devaient être peu abondants, sont entièrement kaolinisés et ont donné naissance à une certaine quantité de leverriérite. En somme cette roche passe au quartzite graphitique.

b) *Para-gneiss passant au quartzite feldspathique*. Au Djebel Um Reih (L. 10°10', M. 24°), il existe également un para-gneiss très pauvre en feldspath, mais dépourvu de graphite. Ces feldspaths, fortement kaolinisés, sont indéterminables. Ils ont donné naissance à un peu de leverriérite. A noter la présence d'une faible quantité de magnétite. Cette roche passe au quartzite feldspathique ².

ORTHO-AMPHIBOLITES. a) *Ortho-amphibolites quartzo-feldspathiques*. (A proximité du Djebel Kirio, un peu au Nord du 14^e parallèle et falaise de la pénélaine cristalline, à l'Est de Borou). Ces roches à structure granoblastique, d'une grande fraîcheur, sont essentiellement constituées par de l'amphibole verte, de l'andésine et du quartz en proportion plus faible. L'amphibole peut englober poecilitiquement le feldspath et le quartz. Elle est parfois (falaise à l'Est de Borou) farcie d'une multitude de petits cristaux de zircon et d'apatite entourés d'une auréole polychroïque. Les préparations contiennent encore de la magnétite.

b) *Ortho-amphibolite quartzo-feldspathique grenatifère* (Sud de Kiowa). Cette roche ne diffère pas essentiellement des précédentes. Toutefois le quartz est moins abondant et la hornblende se présente en éléments allongés et régulièrement alignés qui renferment du zircon avec auréoles polychroïques. Le grenat forme

1. G. CHARPY. Sur la formation de l'oxyde graphitique vert et la définition du graphite. *CR. Ac. Sc.*, t. CXLVIII, Paris, 1909, p. 920.

2. G. F. H. PREUMONT [40 a] a noté la présence de " *gneiss of markedly foliated structure* " à Timbora. " In these gneisses I have noted, as accessory minerals, garnets, a little tourmaline, and some pale-green crystals of kyanite; black flakes of mica were also abundant ".

des cristaux macroscopiques, rouges à l'œil nu, incolores en lame mince. Ils sont entourés d'une couronne d'andésine et emprisonnent quelques inclusions de feldspath. Des essais microchimiques permettent de considérer ce grenat comme un terme intermédiaire entre l'almandin et le pyrope : il est magnésien et ferrière. Les autres éléments accessoires sont l'apatite et la magnétite.

PARA-AMPHIBOLITE. *Para-amphibolite quartzo-feldspathique épidotifère* (Sud de Tarbasa sur l'Oued Kadja). Les éléments de cette roche sont les mêmes que ci-dessus. Mais elle renferme des phénoblastes d'andésine, une certaine quantité d'épidote, du sphène et de la calcite; le quartz est rare. Des filonets de quartz et des filonets d'épidote accompagnée d'un peu d'amphibole, d'andésine et de sphène, la traversent. Cette roche à structure schisteuse est probablement d'origine sédimentaire.

MICASCHISTES. Les micaschistes sont très développés. Leur mica est, soit de la muscovite, soit de la biotite, soit ces deux espèces réunies. Ils sont parfois grenatifères; il faut aussi distinguer des variétés feldspathiques, assez fréquentes, formant des termes de passage au paragneiss, ainsi que des variétés caractérisées par du graphite. Nous avons vu (p. 551) que par appauvrissement en mica, les micaschistes à muscovite passent très souvent aux quartzites. Il serait fastidieux de multiplier les descriptions de ces roches très banales. Qu'il me suffise de signaler sur l'Oued Kadja, au SW de Sizy, un micaschiste à biotite riche en plagioclases contenant comme minéraux accessoires de l'épidote, du sphène et une grande quantité d'aiguilles d'apatite et de tourmaline. Des roches analogues (micaschistes feldspathiques à muscovite) existent à Faura, au NE d'Anda (L. 13°50', M. 20°2'), au SW de Sizy et de l'Hadjer Djabok (L. 12°41', M. 21°57') (en ce dernier point : micaschiste feldspathique à deux micas). A l'Hadjer G'nalia on a récolté un micaschiste à graphite et muscovite; ce dernier minéral est moins abondant que le graphite qui semble dériver, de même que dans le paragneiss décrit ci-dessus, d'une matière carbonneuse primitive. Traité par le réactif de Brodie et le mélange permanganique (acide sulfurique concentré + permanganate de potasse), ce graphite ne foisonne pas par échauffement, mais se transforme toutefois, très lentement, en oxyde graphitique vert.

ÉPIDOTITES (Rafa, L. 11°44', M. 22°24'; Kapdidi¹). Ces roches qui se désagrègent sous le choc, sont formées d'épidote presque

1. Village anglais situé à environ 10 km. du Dj. Firné, djebel frontière à 15 km. au N du Koudri.

pure, vert clair, presque incolore en lamé mince, accompagnée d'un peu d'amphibole verte et de sphène.

QUARTZITES. Presque tous les quartzites si fréquents au Ouada et particulièrement développés dans le massif de Tinga sont plus ou moins riches en muscovité. Ils peuvent, je le répète, dériver des micaschistes ou même des gneiss. Au Nord de Koleï, le quartzite renferme du graphite en lamelles alignées et quelques paillettes de muscovite; le graphite se présente souvent en inclusions dans les grains de quartz ou coincé entre eux; comme pour le para-gneiss et le micaschiste à graphite décrits plus haut, il faut conclure que la roche sédimentaire originelle, possédait un ciment charbonneux. Ce graphite ne foisonne pas, mais donne lentement, par oxydation, de l'oxyde graphitique.

La colline de Sizy, sur l'Oued Kadja, est constituée par un quartzite très riche en tourmaline noire. Quartz et tourmaline alternent en bandes ou zébrures parallèles qui donnent à cette roche un aspect particulier. Au microscope les lits de quartz se montrent formés de grains à bords frangés et la tourmaline, brune par transparence, présente des sections primatiques allongées et des sections basales triangulaires.

Tous les quartzites dont il est question dans ce paragraphe appartiennent au complexe schisto-cristallin et résultent du métamorphisme profond. Ils se distinguent donc nettement des quartzites-grès dont il est question ci-après et qui, eux, rentrent dans la formation des grès paléozoïques et ressortissent des processus diagénétiques.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

J'ai dit (p. 555) que les grès du Massalit étaient lithologiquement semblables à ceux de l'Ennedi, précédemment décrits par MM. Lacroix et Tilho [26]. D'après ces auteurs « ces grès contiennent d'ordinaire quelques paillettes de muscovite; leur ciment est plus souvent argileux (argile colloïde ou cristalline) que siliceux (grès lustrés du plateau de Jef-Jef, à ciment constitué par de petites plages grenues non orientées de quartz); leur grain est ordinairement fin, il devient extrêmement fin sur le plateau de Jef-Jef où certaines roches ressemblent à des silex stratifiés; ce sont des *pélites* exclusivement quartzieuses ».

Voici quelques observations nouvelles faites sur les matériaux récoltés par la Mission.

GRÈS-QUARTZITES. a) *Grès-quartzites à ciment quartzeux*. Les plus intéressants proviennent des Hadjer Boltât (15 km. au NE de Borou) et Herman Karacher (6 km. au SW de Borou). Leurs éléments sont d'origines très diverses; on y observe : 1) des grains de quartz élastique de tailles très variables, d'origine granitique et cristallophyllienne, souvent à extinctions onduleuses, ou fissurés, parfois chargés de fines aiguilles de rutile; 2) du quartz de filon; 3) quelques grains parfaitement arrondis d'origine éolienne. La présence de ces derniers est remarquable; on ne connaît malheureusement pas le niveau où ont été recueillis les échantillons; ce sont peut-être des grès superficiels de formation récente. Le grain est serré et le ciment, peu abondant, est exclusivement formé de quartz microcristallin légèrement pigmenté d'hydrate de fer. Beaucoup de grains montrent un nourrissage marqué; le quartz néogène étant séparé du grain primitif par une ligne d'inclusions.

b) *Grès-quartzite à ciment de silicates colloïdaux* (Désert libyque, L. 19°; M. 24°). Roche rouge brunâtre à cassure luisante. Au microscope, elle se montre composée de grains qui ont subi une certaine préparation mécanique: ils sont assez bien calibrés, subarrondis, de 1 mm. de diam., en moyenne. Ils sont noyés dans un ciment de teinte chamois, isotrope, cryptocristallin, d'aspect fluidal et pigmenté plus ou moins intensément par des granules d'oxyde de fer de couleur rouge en lumière réfléchie (hématite); cette hématite se concentre en certains points de la préparation, voilant ainsi le ciment chamois. On voit encore quelques boutonnières de produits micacés en très petites paillettes. De nombreux grains de quartz ont subi un nourrissage léger, visible sous forme d'un étroit liseré, séparé du premier temps par une ligne d'inclusions ferrugineuses, très fine. Certains grains paraissent être de formation entièrement secondaire: on observe au sein même du ciment des zones quartzieuses en train de s'individualiser et le bord des granules quartzieux déjà formés se fond encore dans le ciment générateur. Divers essais microchimiques font penser que le ciment est essentiellement composé de silicates d'alumine et de fer; son indice de réfraction est légèrement supérieur à celui du baume.

QUARTZITES-GRÈS. *Quartzite-grès à ciment quartzeux* (Oued Azounga). Ce quartzite-grès présente les mêmes caractères essentiels que les grès-quartzites à ciment quartzeux examinés ci-dessus. Il faut noter toutefois l'absence de grains éoliens et la rareté du quartz de filon. Tous les grains ont subi un accroisse-

ment secondaire très sensible. Le départ entre les deux temps est facile. Le quartz du premier temps est très pur, tandis que le quartz néogène est souillé d'inclusions limoniteuses. La limonite imprègne également le ciment microcristallin.

QUARTZITE A CIMENT DE LIMONITE (Oued Azounga). Cette roche a une origine identique à la précédente. La seule différence réside dans le développement considérable du quartz secondaire, tant autour des éléments quartzeux du ciment qu'autour des grands éléments. Il en résulte que tous les grains ont fini par se toucher, mais sans se mouler complètement les uns sur les autres. Ils ont laissé subsister entre eux des méats où s'est concentrée toute la limonite. Celle-ci n'imprègne pas, comme ci-dessus, le quartz néogène, mais a abandonné entre les deux temps, une ligne d'inclusion nettement visible.

MACIGNO. Il n'est pas sans intérêt de signaler, par 47°20' de Lat. N. et 24° de Long. Est, la présence d'un piton témoin constitué par un macigno brun clair.

Dans tous ces grès — abstraction faite de leur quartzification secondaire — les grains de quartz furent originellement séparés par le ciment qui est d'origine primaire. Il va de soi que les roches qui leur ont fourni leurs matériaux constitutifs sont les roches éruptives granitiques et les schistes cristallins disséqués et abrasés par la mer paléozoïque. La prédominance des grès à ciment quartzeux, semble indiquer que les quartzites — et l'on a vu quelle est leur importance dans le système schisto-cristallin — ont dû jouer un grand rôle dans ce processus. En effet, les éléments phylliteux sont très rares dans le ciment des grès que nous venons d'examiner, et les feldspaths ne se rencontrent jamais à côté des grains de quartz. Mais il faut cependant tenir compte du fait que sous les climats tropicaux, les phénomènes de décomposition sont énergiques. Ils ont pu détruire totalement les alumo-silicates dont les alcalis ont été dissous et entraînés par les eaux d'infiltration, tandis que le fer des minéraux ferromagnésiens et des minerais a émigré vers la surface pour former le manteau de grès ferrugineux. L'alumine est entrée dans la constitution des argiles et des silicates colloïdaux qui peuvent servir de ciment à certains grès, ou bien des hydrates qui donneront des produits latéritiques nettement caractérisés.

PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DES ROCHES. LATÉRITE

En plus des latérites franches, j'ai examiné quelques échantillons qui montrent le processus d'altération des roches cristallines dans la zone de départ. Je commence par leur analyse.

GRANITE DÉCOMPOSÉ A SILICATE D'ALUMINE COLLOÏDAL ET LEVERRIÉRITE (Djebel Shinomo). A l'œil nu, ce granite montre, en plus du quartz xénomorphe, des plages d'un rose brunâtre et des plages d'un blanc pur ayant la consistance et l'aspect de la porcelaine, en égales proportions¹. Au microscope, le quartz est fissuré, à extinctions onduleuses. Les plages roses et blanches correspondent à des feldspaths entièrement décomposés ; ils sont ou bien totalement quartzifiés (plages roses), ou bien intégralement transformés en un produit colloïdal incolore, isotrope, à indice de réfraction un peu plus élevé que celui du quartz (plages blanches). La quartzification se traduit par une mosaïque de lamelles de quartz microgrenu, à contours amiboïdes ou par des agrégats des mêmes lamelles plus ou moins allongées et stratifiées ; il faut voir dans cette disposition, l'influence des clivages des feldspaths ; la teinte rose est due à la présence de petites concentrations ferugineuses. Cette pauvreté en fer s'explique par la rareté des minéraux ferro-magnésiens et des minerais dans un granite qui devait être hololeucocrate. Aux forts grossissements et avec un bon éclairage le produit colloïdal se résout en une infinité de granules très faiblement biréfringents. L'analyse microchimique permet de conclure à un silicate d'alumine. C'est au sein de ce silicate d'alumine qu'on rencontre des faisceaux de fibres de leverriérite.

Au Koudri, la Mission a récolté un granite écrasé dont tous les feldspaths sont transformés en silicate d'alumine colloïdal ou cryptocristallin ; on note aussi la présence d'un peu de séricite ; on n'observe pas le phénomène de la quartzification.

LATÉRITE DE GNEISS (Koleï). A l'œil nu, on reconnaît nettement la structure gneissique primitive de cette roche. Elle est fortement chargée d'hydrate de fer. Au microscope, les parties les moins opaques, éclaircies à l'acide chlorhydrique, montrent de la leverriérite.

CONCRÉTION DE SILICATE D'ALUMINE COLLOÏDAL. Cette concrétion

1. Comparer avec la description de M. ARSANDAUX : Contribution à l'étude des formations latéritiques. *CR. Ac. Sc.*, t. CXLIX, Paris, 1909, p. 1082.

friable d'un blanc jaunâtre a été recueillie au Nord de Sendi (16° parallèle), dans le grès. Au microscope elle présente, aux forts grossissements, une structure granuleuse et une très faible biréfringence. On observe de nombreuses cavernes dont les contours rappellent la forme du quartz granitique. Il s'agit sans doute d'un grès, peut-être remanié, à ciment très abondant dont les grains de quartz ont été arrachés au cours de la confection de la lame mince.

ARGILE BAUXITIQUE. On trouve fréquemment dans les sables résultant de la désagrégation des grès, des concrétions gréseuses à grain fin, pleines ou creuses, emballées dans une argile bauxitique blanche ou bariolée de rose.

LATÉRITE BAUXITIQUE PISOLITIQUE. Cet échantillon a été récolté à la surface d'une table gréseuse au Nord d'Am Djeress. Il ressemble à s'y méprendre à la latérite pisolitique signalée par le Dr Jamot [23, p. 136] au Sud d'Assongari (SW d'Abéché) et dont la description, à laquelle je renvoie le lecteur, a été faite par M. A. Lacroix ¹. La seule différence macroscopique réside dans la nuance plus claire du ciment et plus foncée des pisolites de mon échantillon. En lame mince on constate que les cristaux maclés d'hydrargilite sont souvent implantés normalement à la paroi des boutonnières. On observe aussi la présence dans le ciment, de boutonnières remplies d'un minéral fibreux à structure radiaire et concentrique, en bandes alternant avec la stilpnosidérite, de teinte jaune orangé, faiblement polychroïque et très biréfringent ; l'allongement est positif et l'extinction droite ; le maximum d'absorption paraît avoir lieu dans le sens transversal. Pour ces raisons, je le rapporte à la limonite.

L'identité de structure des deux échantillons fait ressortir d'autant plus vivement la nature totalement différente des gisements. La latérite d'Assongari a été recueillie dans une anfractuosité du granite, celle d'Am Djeress, sur le grès. On sait aussi que les latérites pisolitiques peuvent se former indifféremment dans la cuirasse latéritique des micaschistes, des argiles ou des alluvions ² pourvu que le milieu soit homogène et autant que possible dépourvu d'éléments solides non concrétionnables. Il faut donc admettre que les grès sur lesquels a été recueillie la latérite d'Am Djeress ont subi un certain remaniement qui a eu pour effet

1. A. LACROIX. Latérite de la Guinée. *Nouv. Arch. du Muséum*, (5), t. V, Paris, 1913, pp. 315-16 ; pl. XIII, fig. 2. J'ai pu comparer les deux échantillons ainsi que les lames minces au laboratoire de M. Lacroix.

2. A. LACROIX, *loc. cit.*, p. 342.

a libération du quartz et le rassemblement du ciment. Tous ces phénomènes, désagrégation et latéritisation, n'ont pu se produire qu'antérieurement à l'évolution désertique du climat de l'En-nedi, pendant une période d'humidité.

C'est également une latérite pisolitique qui forme la partie supérieure de la table gréseuse de Kamareigne.

V. MINÉRALOGIE. — GITES MINÉRAUX

Aucun échantillon digne d'être décrit n'a été rapporté. Je me borne à citer de la limonite fibreuse et de la stilpnosidérite qui rentrent dans les produits de la latérisation.

A signaler aussi la présence de quartz papyracé au Nord de l'Hadjer Hattana. Il est probablement dû à un dépôt de silice entre les lames aplaties suivant $a^1(0001)$ de calcite papyracée semblable à celle décrite par M. A. Lacroix ¹ au Finistère. La calcite fut ensuite dissoute tandis que subsistait le quartz. Un de ces feuilletts de quartz montre au microscope une mosaïque de plages polarisant au maximum dans le jaune de 1^{er} ordre; son épaisseur est donc comprise entre 0,03 et 0,04 millimètres.

Je rappelle ici l'existence d'un cristal incomplet de tourmaline noire de 6 à 7 cm. dans la pegmatite de l'Hadjer Koundiougourou, au Nord d'Ifféné (voir p. 562).

Le Commandant Carrier m'a signalé de grands amas de magnétite à Makar (L. 10°8', M. 23°25') ; aucun échantillon n'a été rapporté. Il est intéressant de remarquer que ce gîte se trouve à une centaine de kilomètres à l'WNW des mines de cuivre d'Hofrat el Nahas [42, p. 307].

RÉSUMÉ

La Mission de délimitation Ouadaï-Darfour (Mission du Lieutenant-Colonel Grossard, 1922-23) a exploré une longue bande de territoire s'étendant de 5° à 19°30' de Lat. Nord et de 22° à 27°30' de Long. Est Greenwich.

Géographie physique. Le territoire frontière parcouru se divise en trois régions naturelles : 1° du 5° au 11° parallèle, le long de la ligne de partage des eaux des Bassins du Nil, du Congo et du Tchad s'étend une plaine de latérite d'alluvion reposant sur des

1. A. Lacroix. Minéralogie de la France et de ses colonies, t. III, 2. Paris, 1909, p. 575.

schistes cristallins et des granites ; au Nord, elle est accidentée de quartzites, puis recouverte de sables alluviaux ; climat humide.

2° du 11° au 16° parallèle on suit une pénélaine cristalline érodée et faillée, supportant de nombreux témoins d'une ancienne couverture gréseuse (grès du Massalit) ; climat sahélien, dunes fixées.

3° entre les parallèles 16° et 19°30', se développent les plateaux gréseux horizontaux de l'Ennedi et de l'Erdi séparés par la dépression du Mourdi ; climat désertique, dunes vives.

Géologie. Des roches granitiques intrusives et filoniennes se font jour à travers une immense pénélaine de schistes cristallins redressés, d'âge antégothlandien (Saharides). Sur ces schistes cristallins reposent des grès paléozoïques datés, dans l'Ennedi et l'Erdi, du Gothlandien inférieur au Dinantien. Des appareils volcaniques, postérieurs au dépôt des grès, ont été rencontrés le long d'une ligne Nord-Sud, depuis Kapterko (Ennedi) jusqu'à Abou Assel (Ouadaï). Ils jalonnent une faille submérienne visible à l'Est de Toumtouma (falaise de N'dia-Faura) et qui a provoqué l'affaissement des grès d'Adré à un niveau inférieur à celui de la pénélaine schisto-cristalline voisine.

Lithologie. Dans la série ancienne dominant les granites alcalins sans métasilicates sodiques. La roche la plus calcique est la microdiorite de Todou-Yaré ; la plus alcaline, la syénite à ægyrine et torendrikite de Tiné. Ces observations rattachent définitivement le Ouadaï à la province pétrographique alcaline du Tchad. Les laves récentes sont des basanitoïdes [III. 6. 3. 4.] ou des passages de ce type au basalte [III. 5 (6). (2) 3. 4.] ; au Djebel Marra, deux types nouveaux ont été récoltés (basanitoïde et trachyte néphélinifère à ægyrine et amphiboles sodiques). L'étude de ces laves est appuyée sur trois analyses nouvelles (M. Raoult). Les micaschistes et les quartzites sont prépondérants parmi les schistes cristallins. On y rencontre encore des gneiss et des amphibolites. Les grès paléozoïques à ciment quartzeux ou argileux colloïdal sont en voie de quartzification (grès-quartzites, quartzites-grès, quartzites à ciment). Les produits de la latéritisation sont des silicates d'alumine colloïdaux, des hydrates d'alumine et de fer et une latérite bauxitique pisolitique. Celle-ci repose sur les grès au Nord d'Am Djeress ; elle est identique à celle qui a été trouvée dans une anfractuosité du granite au Sud d'Assongari (Ouadaï).

Gîtes minéraux. Il existe des amas de magnétite à Makar.

NOTES RELATIVES AU GÉNEFFÉ.

TRANSSESSION DE L'ÉOCÈNE DANS L'ISTHME DE SUEZ,

PAR J. Barthoux¹.

Le plateau de ce nom² qui domine la plaine de Suez de deux cents mètres environ a été souvent cité ici car il constitue un nœud géologique résumant toute la géologie de l'Égypte. Sur un petit espace — parfois en moins d'un kilomètre — affleurent toutes ou presque toutes les formations égyptiennes du Cénomanién à l'Érythrén. Voici quelques documents à joindre à ceux qui ont fait connaître ce plateau, document résultant d'un dernier examen des collections que j'y ai recueillies :

CÉNOMANIEN (Gebel Chébréouét) :

Au-dessus des calcaires jaunes à *Knemiceras syriacum* les calcaires jaunes et blancs où abondent des Exogyres déjà signalées³, donnent :

Hemiaster cubicus DESOR.

Holectypus cenomanensis GUER.

Au sommet, et antérieurement aux calcaires dolomitiques qui passent ailleurs au Sénonien, on rencontre :

Epiaster distinctus D'ORB.

TURONIEN : A l'Ouest, distants de deux kilomètres, affleurent des craies compactes à :

Biradiolites lumbricalis D'ORB.

considéré à Abou-Roach comme Turonien sup. Santonien inf.

MAËSTRICHTIEN : signalé antérieurement⁴.

ÉOCÈNE : aux fossiles précédemment signalés, ajouter :

Sup. *Linthia Heberti* COTT.

Rhabdocidaris Gaillardoti GAUTH., *Goniaster* sp.

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre 1924.

2. Géneffé, Geneifa etc., l'orthographe de ce nom devrait être Guinéfah à en juger par la prononciation des indigènes.

3. T. BARRON. Topog. and geol. of the District between Cairo & Suez, Le Caire, 190,7 p. 97.

4. J. BARTHOUX. Chronologie et description des roches ignées du désert Arabe, 1922, p. 71.

Moy. *Megapneustes* aff. *Lorioli* GAUTH.
Opisaster aegyptiaca GAUTH.
Orthechinus aff. *mokattamensis* COTT. *O. sp. nov.*
Brissopsis sp. nov. *Porocidaris sp. nov.*

MIOCÈNE. Le Miocène mérite une attention spéciale par son développement et l'abondance des fossiles qu'il donne. J'ajouterai ultérieurement quelques espèces à celles que j'ai énumérées dans le Généffé. Il entoure cette montagne vers le N et l'E :

Transgression de l'Éocène : J'ai signalé (fig. 1) la disposition discordante de l'Éocène sur le Crétacé et cette question ayant été discutée, je rappelle qu'au voisinage du Chébréouët, les formations des différentes périodes se présentent ainsi :

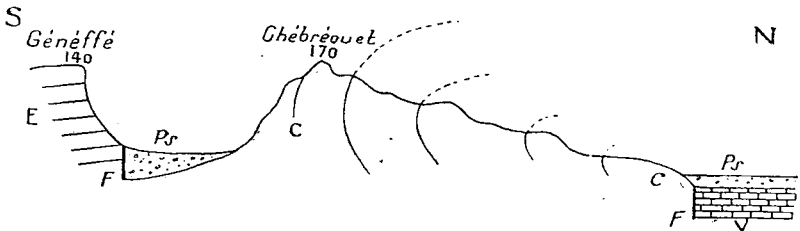


FIG. 1. — Généffé et Chébréouët : discordance Éocène-Crétacé. C, Crétacé ; E, Éocène ; V, Vindobonien ; Ps, Sables pléistocènes ; F, Faille.

Le pic de ce nom constitue un pli couché déversé vers le Sud et arasé jusqu'à sa charnière. Au Sud vient buter l'Éocène jusqu'à une altitude inférieure de 30 mètres à celle du sommet. Les formations de ces deux périodes ne sont séparées topographiquement que par l'Ouadi Chébréouët. Des failles dénivent l'Éocène et le Crétacé ; celui-ci borde le pic au Nord ; et vers l'Ouest, après avoir chevauché sur la faille, rejoint le Miocène du Gebel Garra. La dénivellation maximum est d'environ 300 m. On a donc, en somme, un horst crétacé à l'Éocène, puis un horst éocène-crétacé au Miocène, avec les deux séries de formations en contact discordant très accentué comme le précise d'ailleurs la fig. ci-dessus.

C'est probablement le seul endroit où l'on observe ce déplacement transgressif de l'Éocène, les formations de cette période étant partout où on a pu les étudier en regression nette, et du Nord au Sud, du golfe crétacique de Doungoul à la Méditerranée, ces formations contiennent, en puissance, et intégralement, l'Éocène, que l'on puisse ou non établir un synchronisme avec celles de nos régions.

INVERTÉBRÉS JURASSIQUES
DE LA RÉGION DE HARAR (ABYSSINIE).

PAR **Jean Cottreau**¹.

PLANCHES XVII-XVIII.

Les fossiles qui font l'objet de cette note et dont M. le Professeur Boule m'a confié l'étude, ont été remis aux collections de Paléontologie du Muséum national d'Histoire Naturelle par le Père Azaïs de la Mission catholique d'Addis-Ababa (Abyssinie). Tous ont été recueillis par lui en cours de route. Ces documents paléontologiques s'ajoutent à ceux antérieurement signalés, décrits ou figurés soit du Choa particulièrement par H. Douvillé et K. Futterer, soit de la région même de Harar située à l'Est du Choa par Angelis d'Ossat. Les fossiles étudiés ici proviennent de Mazou (SE de Harar), d'Amareyti (S de Harar) et des environs de Lafto.

Isastrea cf. *limitata* M'COY.

1848. — ASTREA LIMITATA M'COY. *Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, vol. II, p. 418.

Synonymie in Koby (E.) Polypiers Bathoniens de Saint-Gaultier. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. XXXIII, p. 24. — 1906.

Plusieurs échantillons d'un Polypier massif à surface supérieure irrégulière et mamelonnée sont attribuables à *Isastrea limitata* M'COY. Les polypierites sont serrés, subégaux, irréguliers, polygonaux, souvent étirés.

Il n'y a pas de columelle. Les murailles sont minces et bien marquées. La disposition des cloisons dans chaque calice, au nombre de vingt-quatre environ, est identique à la section horizontale d'un exemplaire de cette espèce figurée par Milne Edwards et Haime². L'érosion ne permet pas d'observer sur les échantillons recueillis si le bord des cloisons est régulièrement denté.

On sait que cette espèce bathonienne a une grande extension géographique en Europe. D'autre part J-W Gregory a décrit et figuré du Jurassique de Cutch (Indes) *Isastrea parva*³, forme très voisine ne se

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre.

2. MILNE EDWARDS (H.) et HAIME (J.). *British fossil Corals*, part II. Oolitic, p. 114, pl. XXIV, fig. 5. *Palæontographical Soc.*, vol. I, — 1851.

3. GREGORY (J.-W.). *Jurassic Fauna of Cutch*, vol. I, part II. The Corals, p. 129, pl. XV, fig. 4-5. — 1900.

distinguant d'*Isastrea limitata* que par les polypières plus petits présentant parfois une pseudo columelle.

Le nombre des cloisons pour chaque calice est d'environ vingt-cinq.

Milleporidium sp.

De nombreux échantillons par leur forme et leur structure interne observée en lames minces (sections axiales et longitudinales) sont des Hydrocoralliaires appartenant au genre *Milleporidium* STEINM. Ce genre a été signalé par H. Douvillé dans les couches supérieures d'Abyssinie; il abonde également dans le Sud Tunisien¹.

Millericrinus sp.

Deux articles de tige arrondis et très usés, mesurant environ 24 mm. de diamètre appartiennent vraisemblablement à *Millericrinus*. Ce genre a été signalé dans le Choa par H. Douvillé et dans le Sud Tunisien par Pervinquière.

Hemicidaris Abyssinica BLANF.

1870. — *Hemicidaris Abyssinica* BLANFORD (W.T.) Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia, p. 199, pl. VIII, fig. 4 (a-g).

Les échantillons de l'Harar sont conformes à la description et aux figures de Blanford qui a fait remarquer les rapports que présente cette espèce avec *Hemicidaris Whrighti* CORR. du Kimeridgien inférieur. Angelis d'Ossat (*op. cit.*, p. 156) cite *H. Abyssinica* parmi les fossiles de l'Harar.

Pygurus sp.

Un seul échantillon a été recueilli. Il est à l'état de moule interne et déformé.

Rhynchonella concinna SOW.

Cette espèce est représentée par deux exemplaires. L'un, mesurant 26 mm. en hauteur et 22 mm. transversalement, est la forme normale de cette espèce particulièrement variable. Le second, aussi large que long, mesurant 18 mm. et est orné comme le précédent de vingt-cinq côtes fines arrondies; c'est une forme particulièrement gibbeuse.

Rhynchonella concinna, avec de nombreuses variétés se rencontre communément dans le Bathonien en Angleterre et en France. Elle est représentée dans les Indes (couches de Patcham) par une variété *Kutchensis* KITCH. *Rhynchonella Somalica* décrite par Daqué du pays des Somalis est une espèce kimeridgienne très voisine de *R. concinna*. Signalée par Angelis d'Ossat dans le Harar (*op. cit.*, p. 163).

1. DOUVILLÉ (H.). Le Jurassique de l'Extrême-Sud Tunisien. *B.S.G.F.*, (4), t. VIII, pp. 152, 153. — 1908.

Rhynchonella Morierei DAV.

1851. — *Rhynchonella Morierei* DAVIDSON. British Fossil, Brachiopoda part III, p. 92, pl. XVIII, fig. 12, 13. *Palæontograph. Soc.*, vol. IV.
 1886. — *Rhynchonella Morierei* DOUVILLÉ (H.). Fossiles du Choa. *B.S.G.F.*, (3), t. XIV, p. 236.

Quelques échantillons plus ou moins déformés présentent dans l'ensemble les caractères de cette espèce qui se trouve dans le Bathonien supérieur de France et d'Angleterre et qui a été signalée dans le Choa. Toutefois, sur ceux recueillis dans le Harar, le lobe médian paraît être un peu moins allongé.

Rhynchonella Azaïsi nov. sp.

PL. XVII, FIG. 1-4.

Le père Azaïs a recueilli en nombreux exemplaires une *Rhynchonelle* de très grande taille remarquable par ses dimensions et sa forme générale qui rappelle étrangement certains *Pentamerus*. Les échantillons, au nombre d'une cinquantaine, plus ou moins déformés permettent néanmoins une description complète.

Chez les plus grands individus le diamètre transversal peut atteindre 55 à 56 mm., le diamètre longitudinal environ 64 mm. La coquille, de forme grossièrement hexagonale, présentant un sinus ventral et un lobe médian dorsal, est très renflée. Le crochet de la valve ventrale est aigu, fortement recourbé; le foramen ovoïde est très petit. Les valves sont ornées d'environ seize plis (les plus importants pouvant atteindre 6 mm. de large) subanguleux. Les plus saillants sont de chaque côté du lobe médian; ces plis n'offrent pas d'arrêtes vives ou tranchantes, leur pourtour est plutôt arrondi. L'area concave et lisse est particulièrement développée sur la valve ventrale; la largeur totale de cette area n'est pas inférieure à 11 mm. et peut atteindre jusqu'à 16 mm.

Rapports et différences. — Par sa taille et son ornementation *R. Azaïsi* présente des rapports manifestes avec certaines grandes *Rhynchonelles* indiennes du Jurassique de Cutch décrites et figurées par Sowerby¹, puis par Kitchin² sous les noms de *R. nobilis*, *R. microrhyncha*.

Elle est surtout voisine de *R. nobilis*, mais en diffère par sa forme générale et ses dimensions encore plus considérables chez les individus adultes. Chez *R. Azaïsi* les plis, sensiblement aussi nombreux, sont moins tranchants que chez *R. nobilis*. La courbure de la valve ventrale, au voisinage du crochet, est beaucoup plus étendue et accentuée. L'area concave qui s'étend largement sur les deux valves aux environs de la charnière est aussi plus développée.

En résumé *Rhynchonella Azaïsi* exagérant considérablement les dimensions et les principaux caractères de *R. nobilis* ne peut être

1. 1840. SOWERBY (J. DE C.). *Trans. Geol. Soc. London* (2), vol. V.

2. 1900. KITCHIN (F.-L.). *Jurassic Fauna of Kuch.* Vol. III. *Pal. Indica* ser. LX.

considérée comme une simple variété de l'espèce indienne dont elle est en Abyssinie (région de Harar) la forme représentative. Ces grandes Rhynchonelles sont à l'apogée du groupe représenté en Europe dans le Bathonien supérieur par *R. decorata* SCHLOTH. *R. Azāsi* est probablement d'âge Kimeridgien.

Terebratula Jooaënsis KITCH.
var. *Hararensis* nov.

PL. XVIII, FIG. 1-6.

Parmi les Brachiopodes de la région de Harar, une grande Térébratule paraît particulièrement abondante; j'en ai pu étudier plus de quarante exemplaires. Ses dimensions sont les suivantes :

	Jeunes	Adultes
Diamètre transversal :	27 mm.	37-44 mm.
» longitudinal :	27 mm.	44-45 mm.

Chez certains individus, sans doute plus ou moins déformés, les deux diamètres paraissent équivalents mais normalement la coquille plus longue que large présente vers le bord frontal un prolongement linguiforme et le pourtour est pentagonal. Le test est épais; de nombreuses stries d'accroissement se distinguent, notamment sur la valve dorsale, chez les échantillons bien conservés. La valve ventrale bombée présente à l'extrémité du crochet fortement recourbé un large foramen circulaire. La valve dorsale a sa partie médiane plane et surélevée relativement aux côtés fortement déclives.

Ces principaux caractères se retrouvent chez *Terebratula Jooaënsis* décrite et figurée du Jurassique de Cutch¹. La grande Térébratule de la région de Harar constitue une variété principalement caractérisée par sa forme générale plus allongée, ce qui résulte du prolongement linguiforme plus accentué. L'un des échantillons d'Abyssinie reproduit même trait pour trait l'exemplaire figuré par Kitchin (pl. VIII, fig. 3 a, 3 b) présentant, sans doute par suite de pression tangentielle, deux plis très nets sur le bord ventral.

Terebratula subsella LEYM.

L'abondance de cette espèce dans les calcaires siliceux supérieurs de l'Abyssinie a déjà été signalée par H. Douvillé.—A en juger d'après les nombreux exemplaires recueillis, elle est certainement très commune dans la région de Harar. *T. subsella* est également répandue dans le Jurassique du Sud Tunisien et le pays des Somalis.

Terebratulina substriata SCHLOTH.

1820. — *Terebratulites substriatus* SCHLOTHEIM (E.-F. v.). Die Petrefactenkunde, p. 283.

1. 1900. KITCHIN (F.-L.). Jurassic Fauna of Kuch. III. The Brachiopoda, p. 37, pl. III, fig. 1-4. *Palæontol. Ind.*, sér. IX.

Synonymie in de Loriol. Monogr. pal. des couches de la zone à *A. Tenuilobatus* de Baden, p. 181, pl. XXIII, fig. 33-34. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. III. — 1876.

Un seul échantillon. La coquille est ovale, très comprimée, arrondie au pourtour. L'ornementation consiste en de fines côtes rayonnantes parfois dichotomes près du bord, très serrées.

Magellania (Zeilleria) obovata MUNSTER.

Cette espèce est représentée par de nombreux échantillons tous extrêmement renflés, particularité déjà observée par L. Pervinquier sur des exemplaires provenant du Sud Tunisien.

Lima (Radula) sp.

Un seul exemplaire présente certaine analogie avec l'échantillon figuré par Futterer sous le nom de *Lima (Radula)* cf. *æquilatera* BUVIGN.

Cette coquille, à peu près aussi longue que large, mesure 41 mm. ; l'épaisseur des deux valves réunies est de 21 mm. Elle n'offre pas, toutefois, les caractères décrits par Buvignier. Sur la seule valve bien conservée, l'ornementation consiste en côtes écailleuses rayonnantes (30 environ) séparées par des intervalles subégaux. Les plis d'accroissement sont écartés et peu sensibles. La région buccale est excavée et les oreillettes paraissent peu développées.

Pecten (Chlamys) cf. Erlangeri.

Un exemplaire bivalve de forme orbiculaire arrondie en demi-cercle sur le pourtour palléal, mesurant environ 57 mm. dans les deux sens, paraît s'identifier avec l'espèce des calcaires kimeridgiens d'Atchabo décrite et figurée par Dacqué sous le nom de *Pecten (Chlamys) Erlangeri*¹. L'échantillon est fort usé et les oreillettes manquent. Chaque valve présente environ neuf côtes rayonnantes plus ou moins arrondies ; toute la surface est couverte de très fines lamelles concentriques. Ainsi que l'a fait remarquer Dacqué, ce *Chlamys* appartient au groupe du *Pecten subarmatus* MUNST.

Alectryonia rastellaris MUNST.

1854. — *Ostrea rastellaris* MUNSTER in GOLDFUSS. Petrefr. Germaniæ, t. II p. 8, pl. LXXIV, fig. 3.

A cette espèce appartiennent deux exemplaires. C'est une huitre de petite taille, allongée, légèrement arquée dont les côtes élevées et étroites se dirigent des crochets vers le pourtour. Elles sont surtout

1. DACQUÉ (E.). Beitr. zur Geol. des Somalilands II. Oberer Jura. Beitr. zur Pal. Ost-Ung, t. XVII, p. 133, pl. XV, fig. 19-20. — 1905.

développées vers le bord externe. *A. rastellaris* paraît assez peu répandue dans la région de Harar. Dacqué en a cité un seul exemplaire dans le Kimeridgien du pays des Somalis.

Exogyra imbricata KRAUSS.

Synonymie in DOUVILLÉ (H.). Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry. *B.S.G.F.* (3), t. XIV, p. 230, pl. XII, fig. 8-9. — 1886.

Une vingtaine d'échantillons identiques à celui figuré par M. Douvillé semblent prouver que cette petite Exogyre est commune dans la région de Harar aussi bien qu'au Choa où elle « paraît former de véritables lumachelles ».

Mytilus Sowerbyanus D'ORB var.

Deux fragments comparés aux échantillons de la collection d'Orbigny présentent avec eux les plus grands rapports. Le mode d'ornementation identique est, toutefois, un peu plus serré et plus finement marqué dans l'espèce africaine.

En France et en Angleterre, *Mytilus Sowerbyanus* se rencontre dans le Bathonien.

Mytilus jurensis MER.

1897. — *Mytilus jurensis* MER. FUTTERER (K.). Beitr. zur Kenntnis des Jura in Ost Afrika IV. Der Jura von Schoa. *Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. in Berlin*, t. XLIX, p. 339.

Synonymie in de Loriol, Royer et Tombeck. Monographie des étages supérieurs de la formation jurassique [du département de la Haute-Marne, p. 346.

Trois exemplaires bien caractérisés. Un échantillon de cette espèce a été cité par Futterer dans le Choa.

Modiola cf. *imbricata* SOW. var.

1886. — *Modiola imbricata* SOW. DOUVILLÉ (H.). Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry. *B.S.G.F.*, (3), t. XIV, p. 227, pl. XII, fig. 10.

Un seul et médiocre échantillon peut être attribué à cette espèce telle qu'elle a été interprétée et figurée par Blanford.

Parallelodon aff. *Eudesi* MORR. ET LYC.

1853. — *Arca Eudesii* MORRIS ET LYCETT. Mollusca from the Great Oolite. Part II, Bivalves, p. 46, pl. V, fig. 6. *Palæontogr. Soc.*, vol. VII.

Un seul moule interne de forme oblongue transverse, subrhomboïdale, inéquilatérale.

Diamètre antéro-postérieur : 22 mm.

» umbono-palléal : 13 mm.

Les crochets prosogyres, écartés, sont gonflés et recourbés. Aucune trace de chevrons sur le triangle de l'aire ligamentaire. Le bord cardinal est rectiligne ; le côté postérieur allongé est obliquement tronqué. Sur la surface dorsale, très bombée dans le milieu des valves, se distinguent des costules filiformes rayonnantes.

Par la forme générale et les traces d'ornementation, ce moule interne est surtout voisin de *P. Eudesi* qui, en France et en Angleterre, se rencontre dans le Bathonien.

Ceromyopsis tenera SOW.

1823. — *Isocardia tenera* SOWERBY. Mineral. Conchology, t. III, p. 771, pl. 295, fig. 2.
 1845. — *Ceromya tenera* AGASSIZ (L.). Les Myes, p. 34, pl. 8^a, fig. 1-12.
 1888. — *Anisocardia striata* SCHLIPPE. Die Fauna der Bathonien im oberrheinischen Tieflande. *Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els-Lothr.* Bd. IV, p. 166, pl. 3, fig. 4.
 1918. — *Ceromyopsis tenera*. GERBER (E.). Beiträge zur Kenntnis der Gattungen *Ceromya* und *Ceromyopsis*. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XLIII, p. 16.

L'unique échantillon s'assimilant à cette espèce est à l'état de moule interne. Sur ce spécimen les deux valves sont closes et à peine inégales ; les stries d'accroissement ne sont pas visibles.

Ceromyopsis tenera se recueille en France, en Angleterre, en Suisse dans le Bathonien et le Callovien.

Ceromyopsis striata D'ORB.

1897. — *Isocardia striata*. FUTTERER (K.). Beitr. zur Kenntnis des Jura in Ost-Afrika. IV. Der Jura von Schoa. *Zeits. der deutsch. geol. Ges. in Berlin*, t. XLIX, p. 602, pl. XXI, fig. 3,3a.

Six échantillons présentent les sillons concentriques et l'ornementation de cette espèce déjà signalée dans le Choa. En France, en Allemagne, dans le Jura suisse, elle se rencontre dans le Ptérocérien, le Séquanien et le Kimeridgien. *Isocardia striata* D'ORB. est le type du genre *Ceromyopsis* DE LOR.¹ se différenciant des *Ceromya* par leur coquille plus ou moins inéquivalve et surtout par leur ligament particulier ainsi que par l'absence de la lame cardinale de la valve droite.

Corbis subclathrata THURM.

1872. — *Fimbria subclathrata* DE LORIOI, ROYER et TOMBECK. Monographie des étages supérieurs de la formation jurassique du département de la Haute-Marne (synonymie), p. 258.
 1897. — *Fimbria subclathrata*. FUTTERER. Jura von Schoa. *Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellsch.*, t. XLIX, p. 600, pl. XXI, fig. 2, 2a.

1. DE LORIOI. Études sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXIV, p. 79. — 1897.

1905. — *Corbis subclathrata*. DACQUÉ (E.). Beiträge zur Geologie des Somalilandes. Beitr. zur Pal. und Geol. Oesterr-Ungarns und des Orients. T. XVII, p. 138, pl. XV, fig. 16 a, 16 b.

Par leur forme générale, deux spécimens à l'état de moules internes sont analogues à ceux figurés sous ce nom par Futterer et Daqué. Leur taille est petite :

Diamètre antéro-supérieur : 35 mm.
 « umbono-ventral : 31 mm.
 Epaisseur des valves réunies : 19 mm. 5.

Les traces des lamelles concentriques sont peu distinctes. *Corbis subclathrata* se rencontre dans le Kimeridgien du Jura et a été signalée au même niveau dans le Choa et le pays des Somalis.

Venelicardia sp.

A ce genre sont attribuables plusieurs échantillons de Cyprinidés à l'état de moules internes.

Mactromya rugosa RÆM.

1836. — *Mya rugosa*. ROEMER. Verstein. d. nord. Oolitic. Gebirg., p. 135, pl. X, fig. 16-17.
 1843. — *Mactromya rugosa* AGASSIZ (L.). Études critiques sur les Mollusques fossiles. Myes, p. 197, pl. 9ⁱ, fig. 1-23.
 1868. — *Lucina rugosa*. DE LORIOU et COTTEAU. Monographie paléontologique et géologique de l'étage Portlandien du département de l'Yonne, p. 135, pl. IX, fig. 10-11.
 1872. — *Lucina rugosa*. DE LORIOU, ROYER, TOMBECK. Descript. géol. et pal. des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne, p. 266, pl. XVI, fig. 1.
 1897. — *Lucina rugosa*. FUTTERER (K.). Der Jura von Schoa. Zeitsch. d. deutsch. geolog. Ges. in Berlin, t. XLIX, p. 599.
 1905. — *Lucina rugosa*. DACQUÉ (E.). Beitr. zur Geologie des Somalilandes. Beitr. zur Pal. u. Geol. Oesterreich.-Ungarns und d. Orients. T. XVII, p. 138.

Deux moules internes appartiennent à cette espèce d'abord décrite comme *Mya* puis rangée par L. Agassiz dans son genre *Mactromya*. Toutefois, de nombreux auteurs à la suite de d'Orbigny et de LorioU ont cru devoir la placer dans le genre *Lucina*, opinion que l'examen des moules internes d'Abyssinie ne permet pas d'adopter. Il est impossible d'observer la trace d'une dent cardinale. Par contre les deux valves sont bâillantes comme dans le genre *Mactromya* et la forme générale n'est pas celle des Lucines.

Les côtes concentriques et rugueuses sont bien conservées, mais on distingue peu les impressions musculaires. Cette espèce répandue en Europe depuis le Séquanien jusqu'au Portlandien a été signalée dans le Choa et le Pays des Somalis.

Pholadomya paucicostata RÆM.

Plusieurs exemplaires bien caractérisés. *P. paucicostata* se rencontre également dans le Choa d'après FUTTERER (*op. cit.*, p. 605).

Pholadomya sp.

C'est un échantillon de petite taille (diam. antéro-postérieur 33 mm.; diam. umbono-palléal : 22 mm.). La forme générale et le mode d'ornementation rappellent *Ph. acuticosta* Sow. et *Ph. multcostata* Ag. De petites côtes assez nombreuses paraissant se bifurquer vers le pourtour ornent le test, sauf aux extrémités.

Pleurotomaria sp.

L'unique spécimen est un moule interne très usé sans trace d'ornementation présentant certaine analogie avec *Pleurotomaria neosoldarina* DACQUÉ du Kimeridgien.

Purpuroidea sp.

Le moule interne très fruste d'une coquille ventrue et courte dont les tours convexes portent à leur partie supérieure des nodosités paraît devoir être attribué au genre *Purpuroidea* Lyc.

Natica cf. *Eudora* D'ORB.

Un certain nombre de moules internes sont comparables aux échantillons de cette espèce conservée dans la collection d'Orbigny. *N.* cf. *Eudora* a été signalée dans le Choa par Futterer et dans le Kimeridgien du Pays des Somalis par Dacqué.

Natica cf. *dubia* RÆM.

A cette espèce également signalée par Futterer dans le Choa, se rapportent deux ou trois moules internes plus globuleux, moins allongés que les précédents. Les sutures des tours sont aussi moins profondes. L'espèce a été citée dans le Harar par ANGELIS D'OSSAT (*op. cit.*, p. 160).

Bourguetia striata SOW.

Cette espèce répandue dans le Jurassique supérieur d'Angleterre, de France et d'Allemagne, citée par E. Dacqué dans le Kimeridgien du Pays des Somalis, paraît être commune dans la région de Harar. Sur les échantillons recueillis à l'état de moules internes, les stries sont nettement visibles. Le diamètre du dernier tour chez le plus grand échantillon mesure 62 mm.

Nerinea Desvoidyi D'ORB.

Cette espèce de grande taille et très allongée est représentée par une dizaine d'échantillons très défectueux.

L'ouverture est quadrangulaire. Les tours sont lisses, les derniers presque plans, les premiers évidés au milieu; tous sont renflés vers les sutures. En section longitudinale la columelle épaisse montre un seul pli médian peu accentué. La gangue est un calcaire dur dont la teinte est grise ou lie-de-vin.

En France, *N. Desvoidyi* D'ORB. se recueille dans le Séquanien.

Nerinea sp.

A une Nérinée de moyenne taille appartiennent de nombreux fragments la plupart écrasés ou déformés. Les tours sont évidés et pourvus, comme chez *Nerinea Acleon* D'ORB., d'un fort bourrelet antérieur lisse sans traces de lignes d'accroissement.

Aspidoceras sp.

Les deux exemplaires recueillis sont trop usés pour être déterminés spécifiquement. La forme est discoïdale, l'ombilic étroit. Quelques traces de cloisons avec lobes et selles découpées sont conservées sur les tours embrassants et arrondis sur le bord siphonal. L'ornementation est peu marquée; au pourtour de l'ombilic une dizaine de tubercules, sur les flancs de faibles plis non interrompus sur le bord siphonal. C'est probablement l'espèce décrite et figurée par DACQUÉ (*op. cit.*, p. 150, pl. XVII, fig. 2a, 2b) sous le nom d'*Aspidoceras allenense* D'ORB. d'après un seul échantillon trouvé dans le calcaire kimeridgien d'Atchabo.

Un troisième échantillon de très petite taille (hauteur : 12 mm., épaisseur : 9 mm., diamètre de l'ombilic : 3 mm.), présente sur le pourtour de l'ombilic une rangée de tubercules et de très fines costules se distinguent sur les flancs arrondis.

Idoceras sp.

A ce genre se rapportent plusieurs fragments malheureusement très usés. Leur forme générale est plutôt aplatie et la section transversale des tours plus haute que large. D'autre part les côtes infléchies vers l'avant, disposées en chevrons sur la région externe, s'effaçant au milieu, et l'absence de sillon à cet endroit sont caractéristiques du genre *Idoceras* BURCKHARDT. E. DACQUÉ (*op. cit.*, p. 4, 1915) a décrit deux espèces du Pays des Somalis. Les fragments recueillis dans la région de Harar paraissent surtout voisins de l'*Idoceras Rufanum* DACQUÉ.

Perisphinctes sp.

Dacqué a également signalé ou figuré et décrit de l'Abyssinie un certain nombre d'espèces appartenant au genre *Perisphinctes*. Parmi

les fragments peu nombreux et très médiocrement conservés recueillis, un seul pourrait être attribué au *Perisphinctes* cf. *virguloides* WAA-GEN décrit et figuré par DACQUÉ (*op. cit.*, p. 9, pl. III, fig. 3a, b).

Belemnites sp.

Les fragments recueillis, tous incomplets, paraissent appartenir à deux espèces différentes. Chez l'une, le rostre terminé en pointe aiguë mesure environ 8mm. Chez l'autre la pointe du rostre est moins effilée, mesurant 13 mm. un peu avant son extrémité. Le phragmone est souvent conservé. Un sillon ventral bien marqué se remarque sur ces échantillons ; d'autres ont aussi un sillon dorsal. Ces sillons n'atteignent pas la pointe et il n'y a pas trace de sillons latéraux. Les fragments d'une Bélemnite figurée par Dacqué du Pays des Somalis (*op. cit.*, p. 153, pl. XVI, fig. 11a, b, 12, 1906) et d'âge Kimeridgien sont tout à fait comparables à ceux de la région de Harar.

CONCLUSIONS

Les renseignements stratigraphiques concernant la région S. de Harar d'où proviennent les fossiles ci-dessus étudiés font défaut. Par contre le Jurassique du Choa est connu et on voit que le Jurassique du pays des Somalis en forme la continuation. En 1900, Angelis d'Ossat (*op. cit.*) avait donné une liste de fossiles de la région de Harar comprenant dix-sept espèces. Le nombre des fossiles recueillis par le père Azaïs s'élève à trente-huit espèces dont trois se retrouvent sur la liste précédente (*Hemicidaris Abyssinica* BLANF. *Rhynchonella concinna* SOW., *Natica* cf. *dubia* RØEM.). Deux niveaux sont à distinguer :

1° La présence du Séquanien-Kimeridgien s'atteste par les Céphalopodes appartenant aux genres *Aspidoceras*, *Perisphinctes*, *Idoceras*. Les Gastropodes et la plupart des Pélécy-podes confirment le Jurassique supérieur.

2° Certaines espèces se rencontrant en Europe, principalement dans le Bathonien, indiquent un niveau plus ancien. Ce sont :

- Isastrea* cf. *limitata* M'COY.
- Rhynchonella* *Morieri* DAV.
- Magellania* (*Zeilleria*) *obovata* MUNST.
- Mytilus* *Sowerbyanus* D'ORB.
- Modiola* cf. *imbricata* SOW. var.
- Ceromyopsis* *tenera* SOW.

La série calcaire de la région de Harar relie celle du Choa à celle du pays des Somalis. Les fossiles permettent de constater

la présence du Bathonien et au sommet du Jurassique le Séquanien-Kimeridgien. Au point de vue paléontologique, les relations avec l'Europe sont connues. Certaines espèces (*Rhynchonella*, *Azaïsi*, *Rhynchonella concinna*, *Terebratula Joooraënsis* var. *Hararensis*) présentent d'évidentes affinités avec les Indes. Il est fort probable qu'au Jurassique supérieur les relations s'étendaient à Madagascar dont l'analogie avec l'Inde (région de Kutch) a été mise en évidence par MM. M. Boule et P. Lemoine

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1870. — BLANFORD (W. T.). Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. *Geologie* p. 143-203, 1 carte, 1 pl. (fossiles). Londres.
1882. — ROCHEBRUNE (A.-T. DE) in Revoil (G.). Flore et Faune des Pays Çomalis. Observations géologiques et paléontologiques sur la région habitée par les Çomalis et plus spécialement sur les montagnes des Ouarsanguélis, 39 p. 4 pl. Paris.
1886. — DOUVILLÉ (H.). Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry. *B. S. G. F.* (3), t. XIV, p. 223-241, pl. XII.
1897. — FÜTTERER (K.). Beiträge zur Kenntnis des Jura in Ost-Afrika, IV Der Jura von Schoa (Süd-Abessinien) *Zeitsch. d. deutsch. Geol. Ges.*, t. XLIX, p. 568-627, pl. XIX-XXII.
1900. — ANGELIS D'OSSAT et MILLOSEVICH. Studio geologico sul materiale raccolto da Maurizio Sacchi (seconda spedizione Bôttego). Chap. IV. Fossili dell'Harar, p. 155-169. *Publ. di Soc. Geograph. Ital.* Rome.
1905. — PERVINQUIÈRE (L.). Le Jurassique du Sud Tunisien. *B. S. G. F.* (4), t. V, p. 568-569.
1905. — DACQUÉ (E.). Beiträge zur Geologie des Somalilandes. II. Oberer Jura. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Ost.-Ung.*, t. XXVII, p. 119-159, pl. XIV-pl. XVIII.
1908. — DOUVILLÉ (H.). Le Jurassique de l'Extrême Sud Tunisien. *B. S. G. F.* (4), t. VIII, p. 152-154.
1915. — DACQUÉ (E.). Neue Beiträge zur Kenntnis des Jura in Abessynien. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Ost.-Ung.*, t. XXVII, p. 1-17, pl. I-III.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XVII.

Rhynchonella Azaïsi *nov. sp.*

1. — Échantillon vu du côté dorsal.

2, 2a. — Second échantillon. Côté dorsal et Profil.

3. — Autre exemplaire vu de profil.

4, 4a, 4b. — Échantillon scié longitudinalement. Côté dorsal. Profil.

Les échantillons, faisant partie des collections de Paléontologie du Muséum national d'Histoire Naturelle, sont figurés en vraie grandeur.

PLANCHE XVIII.

Terebratula Jooraënsis KITCH. *var. Hararensis* *nov.*

1, 1a. — Face dorsale et vue frontale d'un même individu.

2, 2a, 2b, 2c. — Face dorsale, face ventrale, profil, vue frontale d'un autre spécimen.

3, 3a. — Autre exemplaire vu du côté dorsal et par la face ventrale.

4, 5, 6. — Différents échantillons vus par le côté dorsal ou le côté ventral.

Les échantillons, faisant partie des collections de Paléontologie du Muséum national d'Histoire Naturelle, sont figurés en vraie grandeur.



ÉTUDE DU GISEMENT PÉTROLIFÈRE DE YEN-BAY ET DE SES ENVIRONS (TONKIN).

PAR **Pierre Viennot**¹.

PLANCHE XIX.

Yen-Bay est une assez importante localité, siège d'une résidence administrative, située au bord du Fleuve Rouge, à 150 km. environ au NW de Hanoï. J'ai eu l'occasion, en mars 1924, au cours d'une mission en Indochine pour l'étude de gisements d'hydrocarbures, de *faire un examen détaillé des environs de Yen-Bay, où des imprégnations d'huile minérale étaient signalées.*

Le sous-sol de cette région a fait l'objet de recherches sérieuses de M. BEAUVÉRIE, il y a une vingtaine d'années. Cet ingénieur, doublé d'un géologue, a particulièrement étudié les gisements de lignite dans les schistes tertiaires², et il a découvert le graphite dans les gneiss de la rive gauche du Fleuve Rouge, et le pétrole dans les calcaires anciens de la rive droite.

Les officiers du Service topographique ont contribué, par les échantillons qu'ils ont récoltés sur le terrain, à l'élaboration d'une première ébauche de carte géologique.

Récemment, M. le Commandant DUSSAULT, chef du Service géologique de l'Indochine, décrivait un itinéraire ayant pour point de départ Yen-Bay³; la coupe qu'il en donne ne correspond pas partout à mes propres observations; quant à la carte d'ensemble qui accompagne son ouvrage, elle est nécessairement très schématique, et présente de grandes lacunes correspondant aux territoires inexplorés.

L'objet même de mes recherches m'a conduit à faire, dans cette région, une étude analytique aussi complète que le permettent le nombre restreint et la viabilité relative des pistes (qui coïncident trop souvent avec les cours d'eau) au milieu d'une brousse opaque et d'une extrême densité. Les contours que j'ai pu ainsi préciser (voir Pl. XIX) apportent une très modeste contribution au formidable ouvrage que représentera la carte géologique de l'Indochine à 1/100.000^e. C'est cette considération qui m'a incité à publier mes observations.

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre 1924.

2. Cf. R. ZEILLER. — Flore fossile des gîtes de charbon du Tonkin. *Étude des gîtes minéraux de la France, colonies françaises*, 1 vol. texte, 1 vol. atlas, (p. 261 à 288), 1909.

3. L. DUSSAULT. — Études géologiques dans le Tonkin Occidental, *Bull. Serv. Géol. de l'Indochine*, vol. X, fascicule II, 1 vol. avec coupes et cartes (p. 38, 39), 1921.

I. — ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION.

Dans ses grandes lignes, la constitution géologique de la région de Yen-Bay est relativement simple : un *substratum paléozoïque très plissé y supporte un bassin tertiaire*, d'origine lacustre, qui constitue un ensemble d'allure synclinale, de direction NW-SE et de largeur à peu près constante (environ 4 km.). Le Fleuve Rouge serpente sur la bande correspondant au bassin tertiaire. Vers le NE, sur la rive gauche du fleuve par conséquent, le Paléozoïque a été très fortement atteint par le métamorphisme, et est entièrement transformé en gneiss et micaschistes avec bandes de calcaires cipolins et d'amphibolites, et pointements de pegmatites et granulites. Vers le SW, sur la rive droite du fleuve, le Paléozoïque est à l'état de schistes plus ou moins riches en grains de quartz et passant localement à de véritables quartzites, avec quelques bandes calcaires (Est de la Nui-Lich, Sud de Kien Lao) ; le métamorphisme s'y manifeste seulement par les nombreux filons de quartz qui lardent les schistes et les quartzites.

LE COMPLEXE GNEISSIQUE. — Il se développe largement sur la rive gauche du Fleuve Rouge et montre sur un espace restreint (par exemple entre la station de Co Phuc et le village de Minh Quan) *des types pétrographiques très variés* : gneiss à biotite, à muscovite, à hornblende, ces derniers passant à de véritables amphibolites (Minh Quan, Cuong Think). Des micaschistes se montrent aussi par place, et tout l'ensemble est lardé de filons quartzeux et granulitiques. Mais l'opacité de la brousse et l'altération très générale des diverses roches à l'affleurement rend l'analyse détaillée de ce complexe métamorphique pratiquement impossible. On y rencontre fréquemment du *graphite* très divisé, en petites mouches imprégnant les gneiss de façon uniforme sur d'assez grandes surfaces ; il est donc permis de supposer que ce graphite provient du métamorphisme des matières organiques contenues dans les roches sédimentaires qui furent ultérieurement métamorphosées. J'ai observé deux affleurements de *calcaires cipolins*, visibles dans la berge de la rive gauche du Fleuve Rouge, l'un à la hauteur de la concession de Van Phu, l'autre à 800 m. environ au NE de la gare de Yen-Bay. Ce dernier gisement est particulièrement intéressant, car il montre très nettement les relations des cipolins avec les gneiss. La coupe naturelle créée par l'érosion du fleuve (fig. 1) met en évidence

la concordance des cipolins et des gneiss, ainsi que les faciès métamorphiques de passage des cipolins typiques aux gneiss normaux, en passant par des calcaires à minéraux et des amphibolites.

Ainsi, les roches du complexe gneissique se révèlent à l'analyse *comme résultant du métamorphisme d'anciens sédiments*, schisteux dans l'ensemble, mais présentant des bandes marneuses et calcaires transformées en amphibolites et en cipolins, et le graphite paraît avoir son origine dans les matières organiques assez abondantes de ces anciens sédiments.

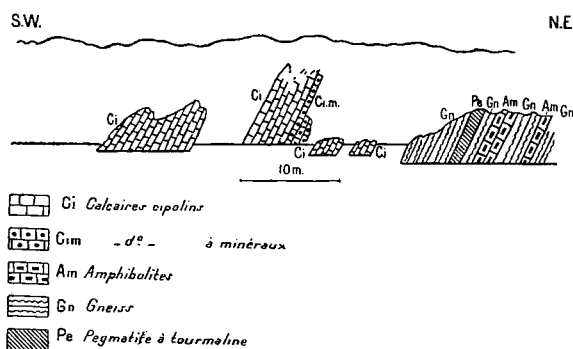


FIG. 1. — Coupe du détail du contact des cipolins et des gneiss, visible sur la rive gauche du Fleuve Rouge (berge et îlots), à 0 km. S au NE de la gare de Yen-Bay.

Le complexe gneissique est extrêmement plissé : les pendages y sont rarement faibles et oscillent généralement autour de la verticale. Les plissements ont la direction générale NW-SE, qui est, ainsi que nous allons le voir, la direction dominante des autres dislocations de la région.

LE COMPLEXE PALÉOZOÏQUE. — Il se montre localisé sur *la rive droite du Fleuve Rouge*, où il présente d'ailleurs une grande extension. Son *âge primaire* est déterminé par les quelques fossiles découverts par le Commandant Dussault entre Cau Phao et Khe My et parmi lesquels le Capitaine Patte a pu reconnaître des *Spirifer*.

Ce complexe primaire se compose d'une très puissante série de *schistes*, de couleur grise ou bleutée, devenant souvent rouge par oxydation aux affleurements ; les schistes sont souvent psammitiques et s'enrichissent localement en grains de quartz, jusqu'à passer à de véritables *quartzites*. L'ensemble est lardé de *filons de quartz*, de sorte que l'on est conduit à conclure que

le niveau actuel de l'érosion n'est pas très loin de la zone de métamorphisme général, et que, si elle était un peu plus basse, on observerait des gneiss et des micaschistes, comme sur la rive gauche du fleuve. D'ailleurs, de même que des cipolins et des amphibolites accompagnent les gneiss de la rive gauche, des *calcaires* accompagnent le complexe schisteux et quartzitique de la rive droite. J'ai observé deux affleurements calcaires concordant avec les schistes : l'un est la mince bande qui s'allonge en direction NNW-SSE à l'Est de la Nui Lich ; j'aurai l'occasion d'en reparler, car ses cavités et diaclases contiennent *l'huile naturelle* jaune qui constitue la seule manifestation hydrocarbonée connue dans la région. L'autre affleurement calcaire se développe en direction NS au Sud de Kien Lao¹. Le calcaire de la Nui Lich et celui de Kien Lao ont exactement le même faciès, ils sont de couleur gris foncé, à grain très fin, très durs ; ils montrent à l'affleurement, sous l'influence de la dissolution superficielle, le même rubanement qui se manifeste aussi dans les cipolins de la rive gauche du Fleuve Rouge. Un autre affleurement calcaire, très localisé, se montre au contact de gneiss (passant ici sur la rive droite du Fleuve Rouge) à 2 km. au NW de Hôa Quân ; il présente la même dureté et le même grain fin que les précédents, mais est coloré en rouge et non en gris.

Le complexe schisteux et quartzitique se développe largement vers l'Ouest, bien au delà des limites que lui attribue M. le Commandant Dussault sur sa carte. Jusqu'au delà de Trai Bat, où j'ai été arrêté par le débordement de Ngoi Lao, *je n'ai rien vu qui puisse être rapporté au Trias* : il s'agit toujours du même complexe schisteux et quartzitique, lardé de filons de quartz. De même, la bande gneissique indiquée par M. le Commandant Dussault à 2 km. à l'Ouest de Yen-Bay, sur la rive droite du Fleuve Rouge, n'existe pas ; je n'ai trouvé là que les éléments gneissiques de la brèche de base du Miocène, sur laquelle je reviendrai tout à l'heure². Les seuls gneiss que j'aie rencontrés sur la rive droite du fleuve sont ceux de Hôa Quân.

Le complexe paléozoïque est, comme les gneiss de la rive gauche (voir la coupe de détail, fig. 2), *très énergiquement plissé*. Partout les pendages subverticaux sont ici aussi la règle ; quant à la direction, elle est très approximativement NW-SE au voisi-

1. Un gisement d'hématite rouge fibreuse, paraissant avoir une certaine importance, est situé sur la bordure orientale de l'affleurement calcaire de Kien Lao (points marqués « Fer » sur la carte au 100.000^e, pl. XIX).

2. La coupe était facile à étudier lors de mon passage, grâce aux travaux de réfection de la piste, qui se trouvaient en cours d'exécution à ce moment.

nage du Fleuve Rouge, et a une tendance à se rapprocher progressivement du méridien lorsqu'on se déplace vers l'Ouest.

De l'étude précédente il ressort clairement que *le complexe gneissique et le complexe des schistes et quartzites appartiennent à la même série stratigraphique et tectonique*. Le complexe cristallophyllien de la rive gauche est l'équivalent, atteint par le métamorphisme général, du complexe de la rive droite, où le métamorphisme, plus superficiel, ne se manifeste que par d'abondants filons de quartz. Les gneiss normaux sont des schistes transformés, les amphibolites et les cipolins tiennent la place des marnes et des calcaires. Il faut d'ailleurs remarquer que les gneiss passent sur la rive droite à Hôa Quàn, et que M. le Commandant Dussault les a retrouvés vers l'Ouest, au delà des limites de la présente étude.

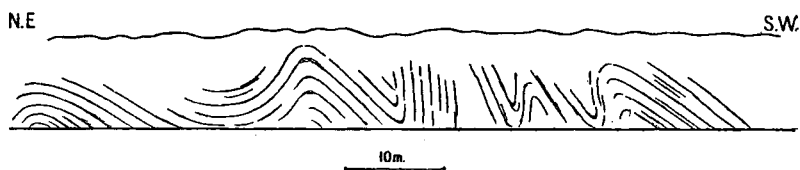


FIG. 2. — Coupe de détail du complexe des schistes et quartzites paléozoïques, visible sur la rive droite du Fleuve Rouge au Sud de Linh.Thung (limite sud de la carte).

Dans le secteur qui nous intéresse, le contraste apparent entre le complexe métamorphique de la rive gauche et le complexe sédimentaire de la rive droite est dû, selon toute vraisemblance, à *une dénivellation relative de ces deux masses, ayant joué l'une par rapport à l'autre, grâce à la zone intermédiaire, instable, occupée par le bassin tertiaire*. Le massif ancien de la rive droite se trouve relativement le plus bas, l'érosion n'y a pas atteint, comme sur la rive gauche, la zone de métamorphisme général. La *rectitude des contours du bassin tertiaire* séparant les deux massifs, et dont il nous reste à faire l'étude, confirme pleinement cette hypothèse.

LE BASSIN TERTIAIRE DE YEN-BAY. — En discordance très nette sur l'ensemble des gneiss et des couches anciennes dont nous venons de parler repose une série de *sédiments d'eau douce, d'âge tertiaire*, qui ont donné lieu à des études géologiques détaillées à cause des niveaux de *lignites* qui y sont intercalés. ZEILLER, qui a fait une étude très complète des fossiles (flore et faune), a précisé l'âge de la formation tertiaire en l'attribuant au Mio-Pliocène. Cette formation débute par un *conglomérat de*

base très puissant, passant localement à des brèches comportant d'énormes blocs anguleux de roches diverses (gneiss, micaschistes, rhyolites¹, quartz...). Des *poudingues* se retrouvent à divers niveaux, intercalés avec les *schistes* et les *grès à grain fin* qui encadrent les couches de *lignite* (actuellement exploité à Qui-Mong). Les brèches et poudingues affleurent largement, dans les berges du Fleuve Rouge, particulièrement au Sud de Yen-Bay, entre Van-Phu et Hôa-Quân. Dans l'ensemble, les conglomérats présentent une épaisseur comparable à celle des grès et schistes, et la puissance totale des sédiments tertiaires doit être de l'ordre d'un millier de mètres.

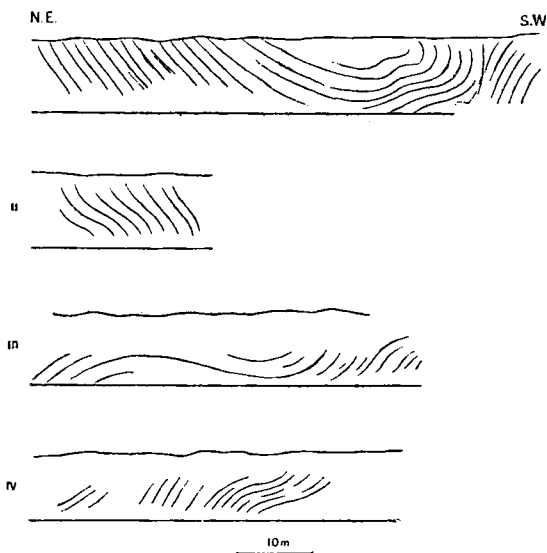


FIG. 3. — Coupes du détail visibles dans la berge de la rive droite du Fleuve Rouge au Sud de la gare de Yen-Bay, dans les schistes et grès du Bassin tertiaire. (II à 200 m. en aval de I, III à 300 m. en aval de II, IV à 100 m. en aval de III).

Les sédiments tertiaires sont très plissés de sorte que le bassin à lignites de Yen-Bay ne saurait être assimilé à un synclinal simple, comme les études antérieures le laissaient entendre. L'analyse met en évidence de nombreux *replis anticlinaux* et l'on peut se faire une idée des accidents qui affectent les couches tertiaires en observant les coupes naturelles de la rive gauche

1. Un affleurement de rhyolite est indiqué par la carte de M. le Commandant Dussault à 12 km. au NW de Yen-Bay. Je n'ai trouvé en cet endroit que des galets de cette roche, appartenant visiblement au conglomérat de base du Tertiaire.

du Fleuve Rouge juste en amont de Yen-Bay, ou celles de la rive droite, au Sud de la gare (fig. 3). A la faveur d'un anticlinal important affectant la formation tertiaire, les gneiss affleurent au NW d'Hòa Quàn sur la rive droite du Fleuve Rouge.

La direction générale des plissements affectant le « Bassin tertiaire » est NW-SE, et le Bassin se montre très nettement allongé suivant cette direction. Il n'a pas l'allure d'une dépression à contours elliptiques comme on l'admettait jusqu'ici (voir la carte de M. le Commandant Dussault), mais se présente à l'affleurement comme *une bande à contours rectilignes et de*

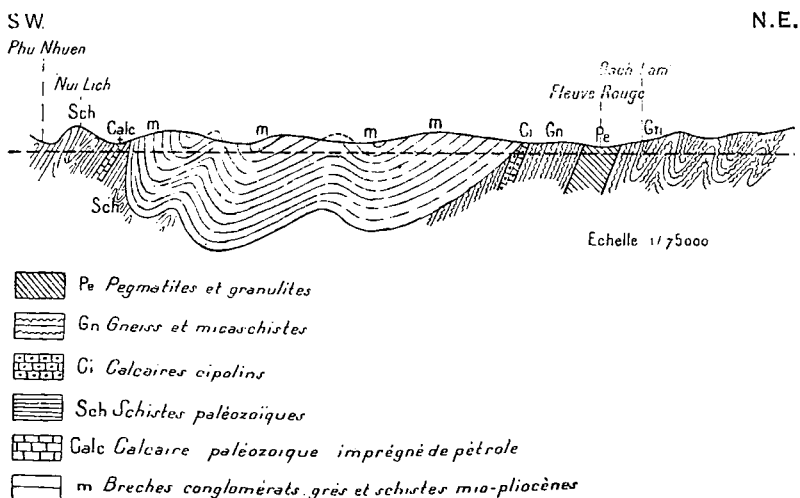


FIG. 4. — Coupe schématique de la vallée du Fleuve Rouge, passant par le gisement d'huile minérale (+).

largeur très constante, dont j'ai pu observer la continuité depuis Dan Thuong jusqu'à Ngoi Hop, soit sur une trentaine de km. Il n'est pas douteux qu'il se prolonge loin encore vers le SE et surtout vers le NW où il est très probablement en continuité avec celui de Trai Hut : des affleurements de lignites ont été en effet relevés entre Qui Mong et Trai Hut par M. le Capitaine Dubost, propriétaire de la Mine de Qui Mong.

Ainsi, le cours même du Fleuve Rouge coïncide avec une zone tectonique de faible résistance où s'est dessiné vers la fin du Miocène un fossé qui s'approfondissait à mesure que s'y déposaient des sédiments lacustres. Ce fossé a joué le rôle d'un petit géosynclinal dont l'évolution s'est poursuivie par l'accentuation du processus de compression qui lui avait donné naissance. Les sédiments mio-pliocènes ont été ainsi fortement plissés par le

rapprochement des anciens massifs des deux rives du fleuve. La disposition de l'ensemble est figurée schématiquement dans la coupe ci-jointe (fig. 4).

II. — ÉTUDE DÉTAILLÉE DU GISEMENT D'HYDROCARBURES ET DE SES ENVIRONS.

Les imprégnations hydrocarburées de la région de Yen-Bay sont *étroitement localisées dans une bande calcaire* qui affleure, dans les schistes paléozoïques et au contact des couches tertiaires, au pied du versant oriental de la Nui-Lich. La brousse, extrêmement dense dans cette région, rend les observations difficiles, les affleurements du calcaire n'étant visibles que dans le lit du ruisseau, le Ngoi Ac, affluent de Ngoi Giac, tributaire du Ngoi Lao, qui se jette lui-même dans le Fleuve Rouge à la hauteur de Yen-Bay. J'ai reporté sur le plan-croquis ci-joint (fig. 5) les divers affleurements que j'ai pu observer, tant du calcaire imprégné que des roches encaissantes, ainsi que leur direction et leur pendage, partout où j'ai pu les relever. Il résulte de mes constatations que la bande calcaire *n'a pas à l'affleurement une largeur supérieure à une cinquantaine de mètres*. Elle a une direction très légèrement oblique par rapport à celle des couches tertiaires, dont le bord la prend en biseau vers le NW (voir la carte géologique pl. XIX), tandis que vers le SE elle ne semble pas s'étendre très loin au delà de la Nui-Lich.

L'observation du calcaire imprégné dans les divers affleurements indiqués sur le croquis est facilitée par les anciens travaux de prospection, qui ont mis la roche à nu sur quelques mètres carrés dans les différents points où elle se montre. Partout la roche présente le même faciès : c'est un calcaire gris foncé, très dur, à grain très fin, dont la couleur foncée est due à *d'abondants vestiges graphiteux et carburés* de matières organiques. A la cassure, le calcaire est compact, mais la dissolution superficielle met en évidence à l'affleurement une structure litée très nette, qui permet de voir en divers points la direction (constante et approximativement NW-SE) et le pendage (de 60° environ vers le SW). Ce calcaire est très fissuré, diaclasé, et les fentes sont tapissées, et souvent comblées, de calcite blanche de recristallisation secondaire. *Les vides laissés par cette calcite contiennent des mouches ou des enduits d'une huile naturelle épaisse, d'un jaune verdâtre clair, ayant à peu près la consistance*

des huiles de graissage de nature hydrocarbonurée. Cette huile naturelle *ne suinte pas* et en aucun endroit le Ngoi Ac ne montre d'irisations à sa surface. Mais lorsqu'on brise la roche, et que le

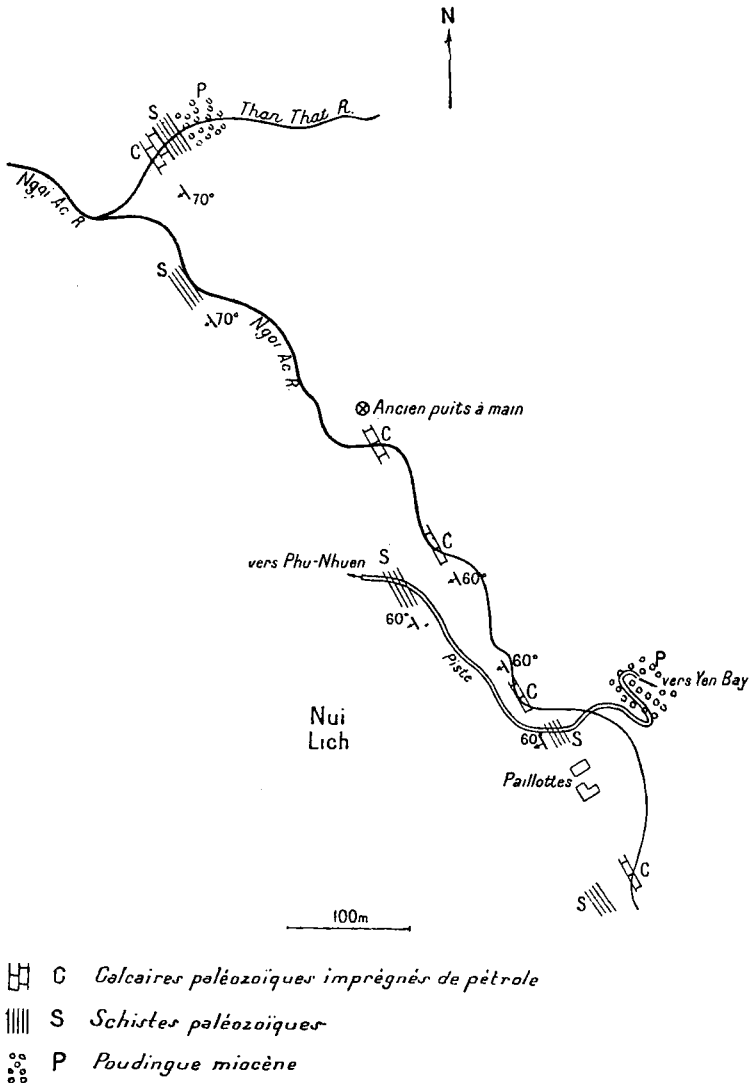


FIG. 5. — Croquis des affleurements visibles dans la vallée du Ngoi Ac (2 km. au Sud de Yen-Bay).

coup de marteau met à jour une géode tapissée de calcite, on observe le revêtement huileux, qui, lessivé par l'eau du ruisseau, est vite entraîné, provoquant alors à la surface d'abondantes

irisations. Au bout de quelques minutes, toute l'huile libérée a été entraînée, et le suintement cesse. J'ai dû faire exécuter plusieurs coups de mine dans les divers affleurements pour tenter de recueillir une quantité d'huile suffisante pour être soumise utilement à l'analyse.

Nous verrons ultérieurement ce qu'il y a lieu de penser de l'huile minérale de Yen-Bay.

Le calcaire imprégné est nettement concordant avec les schistes paléozoïques à filons de quartz. Le contact entre les deux roches n'est jamais visible, mais il est possible d'observer des affleurements de schistes anciens très voisins des calcaires, ainsi que le montre le croquis (fig 5). Les schistes bordent nettement les calcaires au SW: Mais au NE de la bande calcaire, les schistes anciens sont beaucoup plus difficiles à observer ; je ne les ai vus nettement en place que sur la piste qui relie Yen-Bay à Phu-Nhuen, en voisinage immédiat des paillotes de la Nui-Lich. On les aperçoit encore sur une épaisseur de quelques mètres dans la vallée du Than-That, petit affluent du Ngoi Ac. Très vite les schistes font place vers le NE aux couches tertiaires, dont l'aspect varie beaucoup suivant les points. C'est ainsi que, sur la piste qui relie Yen-Bay à Phu-Nhuen, près des paillottes de la Nui-Lich, le Tertiaire se présente sous le faciès d'un conglomérat bréchoïde, à gros blocs de gneiss (de tels blocs pointant souvent isolément dans la brousse ont pu être pris pour de la roche en place par M. le Commandant Dussault qui a marqué sur sa carte géologique des environs de Yen-Bay une bande de gneiss entre les schistes paléozoïques et le bassin tertiaire). Dans la vallée du Than-That, le Tertiaire débute au contraire, au contact des schistes, par des grès bleuâtres à éléments fins dont les couches paraissent verticales ou même renversées. Il y a donc lieu de supposer un contact légèrement anormal entre le Paléozoïque et le Tertiaire dans cette région.

De l'étude détaillée qui précède, se dégage la conclusion suivante :

Les imprégnations hydrocarburées, sous forme d'huile épaisse de couleur jaune-verdâtre, sont strictement localisées à une mince bande de calcaire paléozoïque d'ailleurs noirâtre et graphiteux ; ce calcaire est interstratifié dans les schistes anciens à filons de quartz, et au voisinage immédiat du bassin tertiaire de Yen-Bay.

III. — L'HUILE NATURELLE DE YEN-BAY.

L'huile épaisse, jaune, qui tapisse les géodes du calcaire de Yen-Bay, *est certainement un mélange hydrocarbonuré, correspondant à la définition générale des pétroles*. Dès mon retour à Paris, j'ai soumis les échantillons de roche imprégnée à l'examen de spécialistes autorisés en matière d'hydrocarbures. Il s'agit d'une huile résiduelle, soluble dans la benzine, mais dont il serait très difficile, sinon impossible, de déterminer la composition exacte. Il ne saurait en effet être question de procéder à une extraction du calcaire par chauffage et distillation, opération qui peut déterminer un « cracking » des hydrocarbures. Il serait donc nécessaire de broyer la roche et de la traiter par les dissolvants convenables, qu'il faudrait ensuite éliminer par évaporation lente sans grande élévation de température. Étant donnée la quantité très faible d'huile que renferment les échantillons, ces opérations délicates et longues ont été jugées vaines.

A mon avis, l'huile naturelle de Yen-Bay semble devoir être considérée comme un *résidu hydrocarbonuré* d'origine organique. Étant donné ses conditions de gisements, elle me paraît provenir de la distillation sur place, sous l'action de la pression et de la température internes, des matières organiques englobées dans le calcaire de Yen-Bay, coloré en noir par une matière graphiteuse tachant les doigts.

IV. — CONCLUSIONS.

Nous avons vu que le gisement hydrocarbonuré de Yen-Bay est extrêmement localisé dans une bande calcaire d'âge primaire. Dans tout le territoire que j'ai exploré en détail, *je n'ai pu déceler d'autres indices* que ceux qui viennent d'être décrits. Il est d'ailleurs fort improbable qu'il en existe. En effet, les couches primaires auxquelles appartiennent les calcaires imprégnés ont été soumises, depuis leur dépôt, à bien des vicissitudes :

1° Elles ont été affectées par le *métamorphisme général*, qui les a transformées en roches cristallophylliennes sur la rive gauche du Fleuve Rouge, et les a lardées de filons de quartz sur la rive droite moins atteinte par les transformations minéralogiques.

2° Elles ont été soumises à des *pressions très énergiques*, à différentes périodes : le plissement hercynien les a affectées, les nappes tonkinoises plus récentes sont passées sur elles, enfin les plissements miocènes et pliocènes si nets dans le bassin tertiaire de Yen-Bay les ont encore atteintes. *La probabilité pour qu'un gisement exploitable d'hydrocarbures ait pu se perpétuer dans de telles conditions jusqu'à l'époque actuelle est pour ainsi dire nulle.* Un gisement de quelque intérêt ne pourrait être théoriquement recherché que sous la couverture de la formation tertiaire, dans l'axe des anticlinaux qui affectent cette formation. Mais la tectonique détaillée du bassin tertiaire est pratiquement impossible à débrouiller par les données superficielles, beaucoup trop rares ; on serait donc conduit à placer des forages à peu près au hasard à travers la formation tertiaire. D'autre part, cette formation, comportant surtout des roches poreuses (conglomérats et grès), ne présente pas apparemment l'imperméabilité nécessaire pour constituer une couverture efficace à un gisement de pétrole. Enfin, il va sans dire que l'on ne saurait songer à exploiter le calcaire imprégné lui-même, qui constitue une très mauvaise « roche-magasin » et ne contient d'ailleurs en réalité que des traces de pétroles.

Au *point de vue structural*, je voudrais seulement tirer de cette étude une conclusion très nette qui confirme, en la précisant, l'opinion des géologues de l'Indochine. MM. Lantenois et Jacob ont insisté déjà, en effet, sur l'*importance tectonique de la direction NW-SE* qui est celle de la vallée du Fleuve Rouge. C'est aussi celle des dépôts mio-pliocènes plissés. Dans le secteur que j'ai étudié, le Fleuve Rouge serpente exactement sur la bande des terrains tertiaires, dont les bords affectent un parallélisme presque parfait. L'étude, malheureusement trop locale, que je viens de faire, *met en évidence la rectitude et la continuité de l'aire synclinale tertiaire plissée du Fleuve Rouge.* On peut aisément présumer que les études ultérieures accuseront encore l'importance de ces caractères. *Il s'agit là d'une ligne structurale essentielle, au double point de vue géologique et géographique.*

CONSIDÉRATIONS SUR QUELQUES ÉCHINIDES DU DOMÉRIEN

PAR **J. Lambert** ¹.

Après l'extinction des Paléchinides, les premiers représentants des Échinides actuels sont apparus dans le Trias, mais encore limités au type régulièrement pentaradié. Les espèces, déjà diversifiées dans le Carnien, se retrouvent à peine plus nombreuses à l'aurore des temps jurassiques; puis elles deviennent rares dans le Lias, où leur développement paraît avoir subi un temps d'arrêt. Il semble d'ailleurs que la pauvreté de la faune échinitique du Lias soit liée à une question de faciès, les dépôts néritiques et surtout coralligènes convenant mieux aux Échinides que les vases argileuses.

L'étude de ceux de quelques gisements privilégiés, où apparaît ce faciès néritique du Lias, est d'autant plus intéressante que seule elle peut nous fournir des renseignements sur les premiers représentants de plusieurs familles, notamment de celles chez lesquelles a commencé à se manifester la bilatéralité. Dans une note publiée il y a vingt-cinq ans, je m'étais déjà occupé des Échinides de l'Infra-lias et du Lias. Je crois devoir présenter aujourd'hui une sorte de complément à ce travail en examinant quelques espèces des étages Domérien et Toarcien, provenant surtout des Bouches-du-Rhône et que leur possesseur, M. de Brun, a bien voulu me communiquer. Ils viennent d'être en partie sommairement décrits et figurés dans notre *Essai de Nomenclature raisonnée des Échinides*; mais il importe de donner à leur sujet quelques détails complémentaires, de montrer quels renseignements ils nous fournissent pour l'établissement et la valeur de certains genres, de rechercher aussi quelles conclusions ils peuvent donner pour la phylogénie des Néaréchinides. Ces Échinides ont été surtout rencontrés dans la partie supérieure de l'ancien Charmouthien désignée sous le nom d'étage Domérien et caractérisée par les *Amaltheus spinatus*, *A. margaritatus* et *Pseudopecten æquivalvis*; quelques-uns seulement proviennent du Toarcien. Les principaux gisements des Bouches-du-Rhône sont ceux de Pichauris, Les Camoins et Géménos (Saint-Pons, Roquefourcade).

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre 1924.

Plegiocidaris pichaurisensis LAMBERT. Cette espèce établie dans notre *Essai de Nomenclature* (pl. XV, fig. 11) est représentée par quelques fragments et un test à peu près complet. Elle ressemble un peu au *Cidaris Falsani* DUMORTIER, du Sinémurien, mais en diffère par ses ambulacres plus droits et plus étroits et encore par ses granules scrobiculaires plus contrastants. On ne peut la comparer au *Cidaris Morièrei* COTTEAU du Lias de May, dont les tubercules sont à peu près lisses. Les radioles rencontrés avec le test ne peuvent lui être attribués. — Pichauris; étage Domérien.

Plegiocidaris Valabreguei LAMBERT. Cette espèce également établie dans notre *Essai de Nomenclature* (pl. XV, fig. 10) est surtout connue par des fragments qui se complètent. Elle se distingue de la précédente par ses scrobicules moins régulièrement circulaires, plus profonds et ses tubercules interambulacraires formant deux rangées plus régulières jusqu'au sommet. — Pichauris et trouvé jadis par Gauthier au Gardi d'Esparau près Rians (Var); étage Domérien.

Plegiocidaris armata COTTEAU (*Cidaris*). Un radiole de cette espèce a été trouvé à Saint-Pons près Géménos; il mesure 16 mill. de longueur, dont 9 depuis la facette articulaire jusqu'à l'extrémité de la collerette, sur 2 mill. de diamètre pour la tige et 3 1/2 pour l'anneau qui est très saillant. On connaît l'espèce de la Sarthe, du Calvados (May), du Rhône (Saint-Romain) et de l'Isère (Saint-Quentin). Quant aux radioles de Chavin (Indre), les épines de leur tige sont plus nombreuses et tendent manifestement à s'aligner; ils pourraient bien appartenir à une espèce différente.

Une forme analogue du Sinémurien supérieur, figurée sans nom par Dumortier, se distingue par son aspect plus robuste.

Plegiocidaris striatula COTTEAU (*Cidaris*). Les radioles de Saint-Pons près Géménos sont identiques à d'autres du Domérien de Chavin (Indre) et au type de la Sarthe. Mais ceux du Lias de May, attribués par Cotteau à la même espèce, en diffèrent par leur tige subprismatique, leurs rangées de granules moins nombreuses, plus irrégulières, leur anneau moins saillant, leur collerette plus basse et l'on pourrait les distinguer sous le nom de *P. Brasili*, Paléont. franç. T. X, pl. 146, fig. 5, 7. Il ne me paraît pas pratiquement possible de séparer *C. Carabœufi* COTTEAU du *C. striatula*.

Plegiocidaris Bigoti LAMBERT. On pourrait confondre avec le *Cidaris Destongchampsii* un autre radiole, plus rare dans le Lias de May et qui en diffère par sa facette articulaire crénelée, sa collerette plus distincte, sa tige avec rangées de granules spiniformes moins nombreuses. Je viens d'en donner la diagnose dans notre *Essai de nomenclature raisonnée des Échinides*, d'après un des individus de Chavin (Indre) (pl. XV, fig. 23, 24) et j'ai prié l'éminent doyen de la Faculté des Sciences de Caen de vouloir bien en agréer la dédicace. L'espèce est du Domérien.

Rhabdocidaris horrida MÉRIAN (*Cidaris*). Les grands *Rhabdocidaris* du Lias et du Jura brun¹ ont été si diversement compris par les auteurs qu'après avoir parcouru les principaux ouvrages, le *Die Echiniden* de Quenstedt, l'*Échinologie helvétique* et la *Paléontologie française*, on éprouve de grandes difficultés à les bien déterminer. Il ne me paraît donc pas inutile de grouper ces espèces dans un tableau qui permette d'en saisir plus facilement les caractères. Comme il est très rare de rencontrer un de ces grands *Rhabdocidaris* complet, je m'attache dans ce tableau à préciser les caractères pouvant servir à la détermination de simples plaques interambulacraires isolées.

Remarquons d'ailleurs qu'il y a lieu d'exclure du genre certaines espèces comme *R. Cartieri* DESOR ou *R. mira* DE LORIOI, à tubercules lisses, qui sont des *Leiocidaris*, comme *R. Gauthieri* COTTEAU et *R. varusensis* COTTEAU qui sont des *Paracidaris*.

A. GROUPE DES ESPÈCES A SCROBICULES ELLIPTIQUES :

1° Scrobicules confluents, bordés de granules mamelonnés plus gros que les autres..... *R. Moreaui* COTTEAU du Domérien.

2° Scrobicules tangents, bordés de granules semblables aux autres ; larges zones miliaires..... *R. Rhodani* COTTEAU du Bajocien et du Bathonien inf.

3° Scrobicules tangents, bordés de granules peu différents des autres ; zones miliaires peu développées..... *R. prænobilis* QUENSTEDT du Callovien.

B. GROUPE DES ESPÈCES A SCROBICULES CIRCULAIRES :

1° Scrobicules tangents, entourés de granules peu différents des autres..... *R. copeoides* AGASSIZ du Bathonien à l'Argovien inclusivement.

Le *R. guttata* COTTEAU est un synonyme.

2° Scrobicules nettement séparés :

I. Granules scrobiculaires semblables aux autres, tous mamelonnés..... *R. impar* DUMORTIER Domérien.

II. Granules scrobiculaires un peu plus gros que les autres, mais peu contrastants :

* Zones miliaires assez développées..... *R. horrida* MÉRIAN du Domérien au Bajocien.

** Zones miliaires larges..... *R. major* COTTEAU du Toarcién.

III. Granules scrobiculaires contrastants, mamelonnés et zone miliare assez étendue..... *R. lusitanica* LAMBERT du Callovien.

Le test du *Rhab. horrida* n'a été rencontré qu'à l'état de fragment dans le Domérien des Camoins avec quelques tronçons de radioles.

1. Je ne veux pas m'occuper ici de ceux du Jurassique supérieur pour lesquels les confusions sont encore plus profondes.

Ces derniers sont semblables à celui du Lias moyen de la Sarthe figuré dans la *Paléontologie française*, pl. 209, fig. 4.

D'autres radioles, en longue baguette cylindrique armée d'épines éparses avec intervalles d'apparence lisse, ont été trouvés dans le Toarcien de Pichauris; ils appartiennent à la forme typique de l'espèce telle qu'on la connaît des gisements du Wurtemberg et du Bajocien français. Ni la forme comprimée à faces inégales, ni la variété subfusiforme dite *anglosuevica* n'ont encore été rencontrées dans le Lias. Celle du Domérien ne paraît pas suffisamment distincte du type pour conserver le nom d'*antiquata* que Cotteau lui avait jadis donné.

Un fragment de test de grande taille appartenant au *R. horrida* avait été recueilli par Gauthier à Cuges (Bouches-du-Rhône), mais attribué par lui au Bajocien, qui est le gisement habituel de l'espèce. J'ai retrouvé celle-ci dans le Poitou jusqu'au contact du Bathonien et, d'après les découvertes de M. Russo, elle remonterait dans cet étage aux environs de Figuig (Maroc).

Le fragment de test rapporté dans l'*Échinologie helvétique* pl. XIII, fig. 8 au *R. horrida* ne lui appartient pas et doit être attribué au *R. Rhodani* que caractérisent ses plaques bien plus larges, à scrobicules elliptiques, tangents, avec granules scrobiculaires semblables aux autres. Les radioles du *R. prenobilis* QUENSTEDT, du Callovien, ont été souvent, mais à tort, confondus avec ceux du *R. horrida*; ils en diffèrent par leur tige encore plus longue, armée d'épines plus grêles et bien plus espacées. Les caractères des test de ces deux espèces sont d'ailleurs, comme nous venons de le voir, très nettement différents.

Rhabdocidaris impar DUMORTIER. Cette espèce n'était connue que par quelques plaques isolées du Lias des environs de Lyon (Saint-Romain, La Verpillière). Gauthier en avait jadis recueilli un fragment avec plaques interambulacraires en connexion à Pichauris. L'espèce se distingue du *R. horrida* par ses granules scrobiculaires semblables aux autres et tous mamelonnés, assez espacés, sans verrues intermédiaires. La plaque, fig. 12, 13, pl. 205 de la *Paléontologie française*, paraît être autre chose et appartenir plutôt au *R. horrida*.

Je pense avec Cotteau que les radioles, attribués par Dumortier à son espèce, ne lui appartiennent pas. Il conviendrait plutôt d'en rapprocher ceux du *R. pandarus* D'ORBIGNY, surtout s'il est exact que le fragment de test de Pichauris provienne, comme le pensait Gauthier, du Toarcien.

Rhabdocidaris major COTTEAU. Un beau radiole de cette espèce géante provient du Toarcien de Roquefourcade près Géménos. Bien que mutilé à ses extrémités, il mesure 107 mm. de longueur. Un autre de Belgentier (Var) devait atteindre au moins 135 mm. de longueur sur une épaisseur d'environ 25 mm.

Diplocidaris Jacquemeti LAMBERT. Je n'ai pas à revenir sur la description de ce très gros *Cidaridæ*, dont la taille n'a été égalée que par quelques *Rhabdocidaris* géants du Jurassique supérieur de l'Argovie. Il a été décrit et figuré dans notre *Essai de nomenclature raisonnée des Échinides*, p. 139, pl. I, fig. 19, 22. Le type, par suite de renseignements fournis sur son origine, avait été attribué au Toarcien. Il paraît qu'il était du Domérien de Pichauris. Des radioles ont été retrouvés dans ce dernier étage à Saint-Pons près Géménos.

Cidaris Deslongchampsii COTTEAU. Cette espèce, connue seulement par ses radioles, n'avait pas encore été signalée en dehors du Lias de May. Ceux rencontrés à Saint-Pons près Géménos, dans le Domérien, sont pour moi identiques. Gauthier, dans sa liste de 1880 sur les Échinides des Bouches-du-Rhône, les avait signalés comme *Cidaris sp. nov.* et les avait nommés dans sa collection *C. ponsiana*.

Cidaris gemenosensis LAMBERT. Cette espèce n'est encore connue que par ses radioles décrits dans notre *Essai de nomenclature raisonnée des Échinides* (pl. XV, fig. 12, 13). Elle se distingue facilement de ses congénères par sa facette articulaire lisse, son anneau saillant, oblique et sa tige prismatique d'apparence lisse, mais avec quelques carènes terminales et brusquement tronquée. Elle provient du Domérien de Saint-Pons près Géménos.

Cidaris Rouxi GAUTHIER (mss). Gauthier avait donné ce nom dans ses collections à un radiole caractérisé par sa tige subfusiforme, garnie de nombreux granules, un peu irréguliers, épars, mais avec tendance à s'aligner. L'espèce était connue du Lias d'Angleterre, mais Wright, qui l'a figurée pl. 17, fig. 16, s'était abstenu de lui donner un nom; sa collerette est assez haute, son anneau saillant. Gauthier l'indiquait comme du Lias moyen du tunnel de la Nerthe, mais Wright considérait ce radiole comme étant du Lower Lias de Lyme-Régis. Nous avons figuré celui de la Nerthe, pl. XV, fig. 22, de notre *Essai de Nomenclature*.

Heterocidaris Bruni LAMBERT. Cette espèce est représentée par un fragment de test et quelques radioles dont nous avons donné des figures dans l'ouvrage précité (pl. XV, fig. 14, 15). Le fragment de test, qui indique une espèce de fort grande taille, plus grande que l'*H. Trigeri* COTTEAU, ne permet malheureusement pas de constater si le bord adambulacraire des plaques était en biseau comme semble l'indiquer la figure 4 de la pl. 373 de la *Paléontologie française*. Je dois dire que le moule du type de ce *H. Trigeri* ne permet pas d'observer ce biseau, dont la description ne fait pas mention et que la planche originale 56 des Échinides de la Sarthe n'indique pas davantage.

H. Bruni paraît avoir été moins granuleuse que la plupart de ses congénères, particulièrement que les *H. Trigeri* COTTEAU, *H. Wickensii* WRIGHT et *H. Dumortieri* COTTEAU. Le fragment de test a été

recueilli dans le Domérien de Pichauris et des radioles que je rapporte à la même espèce ont été trouvés à Saint-Pons près Géménos; les granules squamiformes, qui constituent leur ornementation, rappellent celle des radioles du *H. Trigeri*; mais les granules de ce dernier sont plus atténués. Les radioles du *Diplocidaris Jacquemeti*, au moins les plus petits, présentent aussi une certaine ressemblance avec ceux de notre *Heterocidaris*; ils s'en distinguent cependant par leurs granules plus espacés, épineux et non squamiformes.

M. Valabrègue avait recueilli à Roquefourcade près Géménos, à un niveau un peu plus élevé, dans le Toarcien, un autre fragment d'*Heterocidaris*, très voisin de celui de l'*H. Bruni*, mais trop mal conservé pour que l'on puisse affirmer son identité.

Les radioles du Lias de May nommés par Cotteau, *Cidaris subundulosa*, paraissent bien être encore des radioles d'*Heterocidaris* et il est possible que l'on arrive à les réunir un jour à l'espèce de Pichauris.

Pseudodiadema Termieri LAMBERT. Les figures de cette petite espèce ont été données dans l'ouvrage sus énoncé (pl. XV, fig. 16, 18). Avec ses tubercules ambulacraires peu développés, elle rappelle un peu la physionomie des Acrosalénies, mais son apex hémicyclique, sans suranale et à périprocte subcentral, circulaire, la sépare nettement des espèces de ce groupe. *P. prisciniacense* COTTEAU, de même forme, s'en distingue par ses plaques interambulacraires plus basses, ses granules plus fins et plus serrés, son apex dicyclique. *P. Moorei* WRIGHT, du Toarcien, a aussi son apex dicyclique et ses tubercules ambulacraires sont encore moins développés en dessus. *P. Gauthieri* COTTEAU a ses scrobicules radiés. Le petit *P. Deslongchampsii* a au contraire ses tubercules ambulacraires plus développés. C'est d'ailleurs un *Trochotiara* de la couche à *Leptena* de May et qui a été retrouvé dans le Toarcien au gisement de Mézeau, entre Ligugé et Croutelles (Vienne).

Stomechinus Gauthieri COTTEAU. La découverte de cette espèce dans le Domérien de Saint-Pons près Géménos est d'autant plus intéressante qu'elle fait de ce *Stomechinus* le plus ancien des *Triplechininæ* et même de tous les *Échinometridæ*. Le type était du Bajocien inférieur de Cuges et on peut constater qu'il n'avait pas évolué depuis le Domérien, tant il est resté semblable à ses ancêtres. J'ai ce type sous les yeux et je dois constater qu'il a été à tort reporté parmi les *Psephechinus* à la page 238 de notre *Essai de nomenclature*.

Chez *S. Gauthieri* les caractères du Genre sont déjà très nettement fixés et cette assez grosse espèce nous indique que l'origine des *Stomechinus* devra être cherchée dans des couches sensiblement plus anciennes que le Domérien.

Pygaster Reynesi DESOR. Il est très intéressant de retrouver à Roquefourcade près Géménos cette antique espèce dont le type unique était de l'Aveyron. Un peu plus grand que ce type, mesurant

38 mm. de diamètre sur 15 de hauteur, le nouvel individu des Bouches-du-Rhône présente bien tous les caractères de l'espèce. Son périprocte était toutefois plus étendu en arrière, ce qui ne saurait constituer un caractère spécifique. Il suffit en effet d'examiner une série d'une espèce quelconque de *Pygaster*, comme *P. umbrella*, pour reconnaître que chez le jeune le périprocte était beaucoup plus court, moins prolongé en arrière que chez l'adulte. Le cadre de l'apex indique que la génitale 1 était sensiblement en arrière de 2 et il ne semble pas que les quatre génitales aient formé un arc comme celui observé chez le jeune du *Pygaster macrostoma*¹. L'attribution du *P. Reynesi* à un genre *Plesiechinus* ne me paraît donc pas justifiée. Nous n'admettons d'ailleurs pas ce prétendu genre.

On a supposé qu'à l'origine le périprocte, encore très intimement lié à l'apex, était resté en contact avec toutes les génitales, sauf l'im-paire disparue, d'où une disposition en arc de ces génitales conservée, dit-on, chez *P. macrostoma*. Avec le Jurassique moyen, on a constaté que chez *P. umbrella*, par suite du développement des hydrotrèmes et en conséquence du développement de la plaque 2, ce contact n'existait plus qu'avec 2 et 4. Enfin chez l'espèce cénomanienne le développement croissant de la plaque 2 aurait empêché tout contact des autres avec le périprocte. De pareilles différences ont paru à certains esprits d'autant plus importantes qu'elles reposent sur un caractère évolutif. D'où immédiatement création de genres nouveaux, *Plesiechinus* pour les premiers, *Macropygus* pour les derniers et maintien du genre *Pygaster* seulement pour les seconds. Cela va très bien en théorie, mais les coupures proposées ne correspondent en réalité à aucun caractère de valeur générique et je viens de voir avec regret un savant de la valeur de M. le Professeur Hawkins adopter le genre *Plesiechinus*. Que du Domérien au Cénomaniens l'apex de *Pygaster* ait subi des modifications et que ces modifications puissent être considérées comme évolutives, je l'admets volontiers; mais ce n'est pas une raison pour regarder ces mutations comme d'importance générique. Au fond, tous les caractères sont évolutifs; mais ils n'ont pas tous une valeur égale. Certains, individuellement variables, n'ont qu'une importance infime et ne justifient même pas l'établissement de sous-genres. D'autres, depuis longtemps fixés, constituent, en raison de leur permanence, des différences morphologiques, parfois peu importantes au point de vue physiologique, mais dont on ne saurait nier la valeur au point de vue d'une classification systématique et naturelle. Il y a donc ici un choix à faire. Or j'estime que le meilleur critérium de la valeur d'un caractère est la recherche de sa fixité. J'ai dans ce but examiné l'apex d'un certain nombre de *Pygaster umbrella*, soit d'après les figures de la *Paléontologie française*, soit d'après de bons moules des silex de Druyes, ou des individus des grès

1. C'est évidemment par erreur qu'à l'explication de la pl. 41 cette espèce figure sous le nom de *P. megastoma*, alors que le texte, p. 424 et 463, porte *macrostoma*.

séquanien de Questrecque. J'ai pu ainsi constater que le périprocte est chez cette espèce exceptionnellement en contact avec 2 et 3 mais normalement avec 2 et 4. Toutefois, chez certains individus très adultes ou provenant du Séquanien, le contact ne se fait plus qu'avec 2. Il y a donc ici des variations individuelles incontestables dans le caractère sur lequel on fonde les démembrements du genre *Pygaster*. Si maintenant nous examinons un jeune *P. umbrella*, au diamètre de 32 mm., nous constatons le contact du périprocte avec 1, 2, 3 et 4, exactement comme chez le jeune *P. macrostoma* figuré par Wright. Avec *P. umbrella* nous sommes donc en présence d'une espèce qui appartiendrait à la fois à trois genres différents, le jeune serait un *Plesiechinus*, l'adulte un *Pygaster* et certains très adultes des *Macropygus*. Ce résultat est, à mon avis, la condamnation des prétendus genres de Pomel.

Il ne faut d'ailleurs pas oublier que *Plesiechinus* est un genre théorique et que personne n'a jamais vu l'apex de la plupart des espèces qu'on lui attribue, notamment celui du *Pygaster Reynesi*. Quant à l'apex du *Pygaster macrostoma*, les seuls connus, qui aient toutes leurs génitales paires en contact avec le périprocte, sont des jeunes.

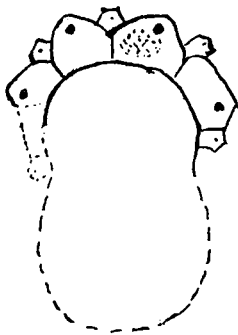


FIG. 1. — Apex et cadre du périprocte, grossi de 5 diam., d'un jeune *Pygaster macrostoma* Wright, de 25 mill. de long. du Bajocien sup. d'Argentan (Indre)¹.

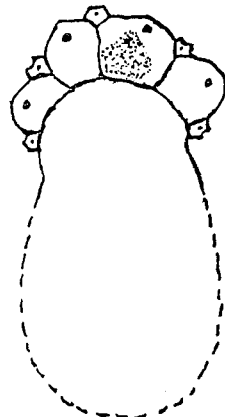


FIG. 2. — Apex et cadre du périprocte, grossi de 4 diam. d'un jeune *Pygaster umbrella* Agassiz, de 32 mm. de longueur, du Rauracien de Druyes (Yonne).

Ce jeune *Pygaster* avait donc un apex semblable à celui du jeune *P. umbrella*. Rien ne prouve que l'adulte ait conservé cet agencement des plaques du jeune. *Plesiechinus* est donc un genre hypothétique,

1. Cette espèce, qui n'a pas encore été signalée en France, se distingue du *P. semisulcatus* par son périprocte plus large, ses tubercules plus fins, etc. Comparer les fig. 1^a pl. 19 et 5^a pl. 41 de Wright (Brit. foss. Echinod. Oolitic).

purement subjectif et qu'en conséquence nous ne croyons pas pouvoir admettre. Le genre *Macropygus* n'a pas plus de valeur, car le plus grand développement de la plaque 2 qui s'observe déjà chez quelques *Pygaster umbrella* et est connu chez *P. macrocyphus*, n'existe pas chez tous les *P. truncatus*. Chez certains le périprocte est en contact avec 2 et 4 comme chez la majorité des *P. umbrella*.

Ces considérations nécessaires pour préciser le genre auquel appartient notre fossile de Géménos m'ont entraîné à parler du *P. umbrella*, l'espèce bien connue du Rauracien de Druyes, de Verdun, du Jura, etc. M. Hawkins ne veut plus qu'on lui donne ce nom et prétend lui restituer celui de *semisulcatus* qui, pour Agassiz, Desor, Wright, Cotteau, de Loriol, Gauthier, etc., désigne l'espèce de l'Inferior oolite ou du Bajocien. J'ai dû, à mon tour, rechercher si la stricte application des règles de la nomenclature exigeait ce bouleversement. Or je ne le crois pas nécessaire. Toute la discussion repose sur l'interprétation d'une mauvaise figure donnée en 1829 par Phillips, sans aucune description, mais avec cette indication d'origine, *Coralline oolite*. J'admets volontiers que l'interprétation aujourd'hui proposée par M. Hawkins soit plus satisfaisante que celle admise par Salter, Wright et tous les auteurs. Mais là n'est pas la question; pour moi, on doit en matière d'interprétation admettre la règle dite de priorité; c'est le seul moyen de stabiliser un peu notre nomenclature. Or il ne paraît pas douteux que les anciens auteurs anglais et Phillips lui-même aient confondu sous le nom de *semisulcatus* deux *Pygaster*, celui du Bajocien et celui du Rauracien. Ni Bukman, ni M'Coy, ni Morris n'ont fait cesser cette confusion; M'Coy, en 1848, rapporte d'ailleurs le *Clypeus semisulcatus* de Phillips à une espèce de l'Inferior oolite¹. Salter n'a fait que suivre cette tradition, lorsqu'en 1856 il a nettement séparé le *Pygaster semisulcatus* du *Pygaster umbrella* et limité le premier à l'espèce du Bajocien. Cette interprétation, réellement la première en date, a été adoptée par Wright et depuis par tous les auteurs, sauf M. Hawkins; je ne crois pas qu'il y ait lieu de l'abandonner et j'ai continué à nommer *Pygaster umbrella* l'espèce du Rauracien².

***Galeropygus Lacroixi* LAMBERT.** Cette espèce, dont la diagnose a été donnée dans notre *Essai de nomenclature raisonnée des Échinides* (pl. XV, fig. 21), respectueusement dédiée au savant Secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences, nous apparaît comme l'un des plus anciens Nodostomes et la souche probable de tous les *Galeropygidæ*, aussi bien de *Galeropygus* à apex monocyclique que de *Hyboclypus* à apex intercalaire, en raison de la forme et de l'allongement de ses pétales postérieurs.

1. Le *Clypeus Ploti* désigné sous le nom de *Galerites umbrella* Lk.

2. On peut ajouter que pour le Professeur Phillips lui-même le type de son *C. semisulcatus* était de l'Inferior Oolite. Wright l'affirme positivement, p. 463 : Professor Phillips, dit-il, found in the Inferior Oolite of Whitwell the original specimen of *Pygaster semisulcatus*.

G. Lacroixi se distingue facilement de ses descendants directs du Toarcien, *G. priscus*, *G. agariciiformis* et *G. Marcoui* par son apex plus excentrique en avant, sa forme moins subpentagonale, son sillon plus long, ses ambulacres postérieurs plus flexueux. Chez *G. Marcoui* le sillon est plus évasé, moins canaliforme et je ne connais aucune espèce qui puisse être confondue avec notre *Galeropygus* du Domérien de Saint-Pons près Géménos.

Pseudopygaster eos HAWKINS qui, malgré son nom, n'a rien de commun avec *Pygaster*, contemporain persan de notre espèce, s'en distingue par sa forme plus épaisse, son péristome plus central et son périprocte plus éloigné de l'apex, peut-être déjà sans contact avec lui; ce que la destruction de sa face supérieure ne permet d'ailleurs pas de constater.

Dans la généalogie imaginée par M. Hawkins *Galeropygus* descendrait de *Mesodiadema* par *Pseudopygaster*. Mais cette dernière hypothèse est évidemment inexacte. *Pygaster*, *Pseudopygaster* et *Galeropygus* étant tous trois du Domérien ne peuvent descendre les uns des autres. Quant à leur ancêtre commun, je comprends qu'on le cherche, mais rien ne permet d'affirmer qu'il soit aujourd'hui connu et j'aime mieux dire que ces trois genres sont cryptogènes que de construire pour eux d'hypothétiques généalogies destinées à s'évanouir à la première nouvelle découverte.

Que *Pygaster* à tubercules perforés, mais incrénelés, dérive de *Mesodiadema* par *Diademopsis* du Rhétien et *Paleopedina* de l'Hettangien, la chose ne paraît pas invraisemblable, bien que nous ignorions par quel processus a pu se faire la transformation d'un *Endocysta* en *Exocysta*¹. Mais il n'est pas possible d'attribuer la même origine à *Galeropygus* qui est un atélostome à tubercules crénelés et perforés. Je sais bien que l'imagination des faiseurs de généalogies ne s'arrête pas à ces détails et que l'on semble nous proposer comme intermédiaire *Loriolella*, évidemment en raison de l'étroitesse du péristome de ce dernier². Or ici je proteste absolument; il n'y a aucun rapport entre *Loriolella* à petit péristome décagonal, entaillé, certainement pourvu de mâchoires, à tubercules incrénelés, très large apex contenant le périprocte et *Galeropygus* nodostome, à péristome pentagonal, tubercules crénelés et petit apex dont est sorti le périprocte. *Galeropygus* remontant au Domérien ne peut d'ailleurs descendre de *Loriolella* qui est exactement de même âge.

1. Peut-être *Heterodiadema* qui, s'il était de l'Infra-lias, aurait fait un si bon ancêtre à *Pygaster*, nous fournit-il cependant une indication sur ce processus par lequel, aux anciens jours de l'Hettangien, *Pygaster* serait sorti d'un *Endocysta*? Mais aux temps cénomaniens le vieux type pentaradié était trop étroitement et définitivement fixé; la tendance initiale de ce type vers une transformation bilatérale n'a pu se réaliser: *Heterodiadema* est resté une tentative sans résultat.

2. Les caractères de ce genre ont été complètement méconnus par son auteur qui a pris le péristome pour l'apex, et réciproquement, et a pris une déformation accidentelle pour un périprocte d'*Exocysta*.

Trompé par une description et une figure de Wright, j'avais admis que *G. agariciformis* présentait un péristome subdécagonal, pourvu de légères scissures. C'était une erreur ; j'ai sous les yeux un très bon *G. agariciformis*, provenant comme celui de Wright de Leckhampton, son péristome parfaitement conservé est pentagonal et ne montre aucunes traces de scissures. Il faut donc renoncer à voir dans ce caractère imaginaire un indice de parenté entre *Galeropygus* et *Pygaster*.

Sans doute théoriquement *Galeropygus* nodostome devrait descendre d'un *Desorellidæ* à mâchoires imparfaites ; mais le plus ancien *Brachygnata* connu ne remonte qu'au Bajocien. On ne peut d'ailleurs renverser la proposition pour faire descendre *Menopygus* de *Galeropygus*. On ne comprendrait pas en effet que des organes de l'importance de l'armature buccale et des mâchoires, une fois disparus, aient pu renaître, même à l'état rudimentaire. Il n'existe d'autre part aucun rapport direct entre les *Galeropyginae* et les autres *Procassiduloida* ; on ne s'explique pas davantage comment *Echinopygus* du Bajocien aurait pu procéder de *Galeropygus* Domérien.

On voit combien cette question délicate des origines est difficile à résoudre et combien il nous reste à faire de constatations précises avant de pouvoir la trancher rationnellement et autrement que par des hypothèses personnelles, dont tout le mérite est de satisfaire surtout ceux qui les proposent et parfois ceux qui les admettent sans critique suffisante.



LES CALCAIRES A GLOBIGÉRINES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
ET DES COUCHES DE PASSAGE A L'ÉOCÈNE
DANS LES PYRÉNÉES OCCIDENTALES

PAR **Jacques de Lapparent**¹.

PLANCHE XX

SOMMAIRE

I. LES CALCAIRES A GLOBIGÉRINES
ET LES ROCHES QUI LEUR SONT ASSOCIÉES.

Calcaires à Globigérines daniens de Fontarabie et d'Hendaye. Comparaison de ces calcaires avec une boue à Globigérines actuelle. Calcaires daniens de Gan. Le passage du Danien à l'Éocène dans la falaise du promontoire entre le Cap du Figuier et Fontarabie et sur la route de Lezo à l'extrémité du goulet de Pasages. Types pétrographiques des couches de la falaise du Cap du Figuier et du goulet de Pasages. Contacts du Sénonien et du Danien. Conclusion.

II. LES PHÉNOMÈNES DE SÉDIMENTATION MIS EN ÉVIDENCE
PAR LES ROCHES ÉTUDIÉES.

Les couches crétacées de l'horizon de Haïcebea comparées aux couches supra-daniennes de l'horizon du Cap du Figuier. Conditions bathymétriques dans lesquelles se sont accomplis les dépôts à Globigérines. Origine de l'alternance des divers types de sédiments. Hypothèse.

Dans la région littorale sur laquelle s'ouvre l'estuaire de la Bidassoa, d'Hendaye à Fontarabie, affleurent des terrains qui comprennent les termes du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur et dont la sédimentation s'est poursuivie sans interruption.

Ces terrains sont, dans leur ensemble, constitués par des bancs de calcaires durs et de calcaires marneux, tendres, qui alternent entre eux et parmi lesquels viennent s'intercaler, suivant les points et les niveaux, des brèches ou des lits gréseux. La formation qu'ils représentent mérite, en beaucoup de places, le nom de *flysch* qui lui a été donné.

Une similitude très remarquable des diverses parties de ce

1. Note présentée à la séance du 15 décembre 1924.

flysch apparaît à première vue, et deux questions principales se posent à leur propos.

La première, c'est celle de savoir si les différents types de faciès qui les constituent sont, envisagés du point de vue lithologique, constamment les mêmes, ou si des variations, ordonnées ou non, de composition, les ont atteints.

La seconde est la question de l'origine de leur variété.

Nous voudrions ici poser nettement ces deux questions et chercher quelle réponse il peut leur être donnée.

I. LES CALCAIRES A GLOBIGÉRINES ET LES ROCHES QUI LEUR SONT ASSOCIÉES.

Les sédiments à matériaux organiques de ces terrains sont principalement des sédiments à Foraminifères, et parmi ceux-ci les calcaires à Globigérines dominant, ou du moins des calcaires que caractérisent des Globigérines et qui peuvent être envisagés comme tels.

Ce sont ces calcaires à Globigérines que nous allons étudier et c'est à leur propos que nous poserons la première des questions, cherchant à connaître si leur constitution s'est « maintenue » du Crétacé à l'Éocène, ou bien si elle a « évolué », et de quelle manière. Nous dirons en même temps ce que sont les sédiments de types différents qui les accompagnent.

Nous n'envisagerons d'ailleurs pas uniquement les roches de l'estuaire de la Bidassoa, dont nous avons déjà dit dans un travail antérieur la manière d'être d'une partie d'entre elles, celles qui affleurent autour d'Hendaye ¹, mais nous étudierons aussi toutes roches des régions limitrophes qui sont susceptibles de nous éclairer sur les questions posées, et en particulier celles qui forment les terrains qui vont du Crétacé supérieur à l'Éocène, au Sud de Pau, et que nous avons naguère examinées en compagnie de nos confrères MM. H. Douvillé et O'Gorman.

CALCAIRES A GLOBIGÉRINES DANIENS DE FONTARABIE ET D'HENDAYE.

Dans toute la région basque des Pyrénées occidentales, des calcaires rosés, très durs, dont l'âge est rapporté au Danien, forment un horizon des plus caractéristiques.

Ceux de ces calcaires qui affleurent sur la plage de Fontara-

1. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. Paris, 1918.

bie, ou à son voisinage immédiat au bord de la route du Cap du Figuier, sont un très bel exemple de calcaires à Globigérines.

On y voit des Globigérines à loges sphériques dont les sections sont créées, des Textilaires hyalins à loges bulleuses et une assez grande quantité de loges sphériques isolées, de très petite taille, dont le diamètre ne dépasse guère 0,03 millimètre.

Ces loges sphériques, bien que faites de calcite hyaline, se différencient très nettement des loges de Globigérines et ne se



FIG. 1. — VUES EN PROJECTION ET EN COUPE DES SPHÈRES FIBREUSES.
Gr. : 600 diamètres.

Leur test est formé de menus prismes de calcite contigus dont on peut voir parfois qu'ils sont de contours losangiques ; leur interruption suivant la ligne de contiguïté de quatre prismes produit un pore. La surface, d'aspect grenu, semble corrodée et le réseau dont elle est marquée est dû à la discontinuité de réfraction d'un prisme à l'autre. Il n'y a pas d'ouverture particulière. On trouve, en outre, des organismes uniloculaires en forme d'œuf, de microtexture identique et de même dimension, que nous considérons comme les représentants d'une variété de sphères fibreuses.

rapprochent en aucune manière des loges initiales de celles-ci. Elles sont poreuses mais n'ont pas d'ouverture spéciale. A leur surface, elles présentent un aspect grenu. Vues au microscope polarisant, entre nicols croisés, leurs sections offrent un phénomène de polarisation discontinu, à l'inverse des loges de Globigérines qui donnent un phénomène continu. La texture de la coque qui les forme est fibreuse. On ne peut les confondre avec des Lagenas. Les classiques Orbulines sont beaucoup plus grosses. Nous allons les retrouver par ailleurs et nous les appellerons désormais « sphères fibreuses » ou, pour la nomenclature, *Fibro-sphæræ* (fig. 1).

Ces divers organismes apparaissent en lames minces dans un fond constitué par un mélange de Cocolithes, de débris de sphères fibreuses et de rhomboèdres de calcite.

Disons de suite que ce n'est que dans les parties les plus minces des lames, et avec de forts grossissements, qu'on peut discerner et différencier les uns des autres ces matériaux du fond. En de telles places, les Cocolithes se montrent très nettement, et l'on voit très bien, entre nicols croisés, les croix noires hélicoïdales qui les caractérisent. Ça et là, on voit en outre de

très petites plaques pentaradiées (fig. 2) dont chaque secteur est un individu de calcite. Nous en ignorons la signification organique.

Le Danien d'Hendaye forme les îlots de l'Est de la plage qu'on appelle Les Jumeaux ; on en suit les affleurements par la pointe Sainte Anne (Pl. XX, fig. 1) jusqu'à l'Ouest de la baie dite de Lohia. Les couches du même âge ne réapparaissent alors plus sur la côte qu'après Bidart, à Cazeville, où elles sont bien connues.

Ce Danien a la même constitution que celui de Fontarabie : il forme un calcaire à Globigérines où l'on voit encore des sphères fibreuses, mais dont certaines atteignent un diamètre de 0,06 mm., la coque ayant l'épaisseur du dixième de ce diamètre (Pl. XX, fig. 3).

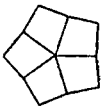


FIG. 2.

PLAQUE PENTARADIÉE. Gr. : 700 diam.

Chaque secteur est un individu de calcite.

Ce calcaire présente en outre la particularité d'avoir sa masse principale faite d'une accumulation de très menus sphérules¹ de faciès identique à celui des sphères fibreuses mais dont le diamètre est réduit à 0,01 mm. De petits rhomboédres ont cristallisé çà et là, et très souvent à l'intérieur d'un sphérule. On voit encore des plaques pentaradiées.

Il y aurait identité lithologique complète entre ce Danien d'Hendaye et celui de Fontarabie, si le premier ne contenait pas cette multitude de petits sphérules.

Sphérules et sphères fibreuses nous paraissent d'ailleurs des organismes identiques : les couches du Danien d'Hendaye représenteraient un lieu de leur production.

L'épaisseur des bancs de ces calcaires à Globigérines est en moyenne de 15 à 20 cm. ; ils sont séparés les uns des autres par des lits marneux, tendres, plus ou moins schisteux, de délit noduleux, les uns minces, les autres de même épaisseur que les bancs durs. La plupart sont rosés, mais, à la partie supérieure de l'assise, quelques-uns sont blancs ; certains sont bigarrés.

Dans les lits marneux, qui ne sont en somme que des calcaires phylliteux, on observe des entrelacs qu'on dirait de tiges ramifiées, faits de calcaire dur, compact, le même calcaire que celui qui forme le banc superposé. Ils sont étalés dans le plan de stratification.

La face inférieure des bancs de calcaire compact est marquée très nettement de ces entrelacs et l'on en suit les traces dans

1. Voir : *B.S.G.F.*, (4), t. XVII, 1917, p. 226, pl. IX et *Leçons de Pétrographie*, Masson, 1923, pl. XXI, fig. 4.

l'épaisseur même des bancs. Il s'agit à n'en pas douter de vestiges d'organismes assimilables à des végétaux, à des algues de ce type qu'on réunit sous le nom de Fucoïdes : le calcaire à Globigérines s'y est complètement substitué. Parfois ces entrelacs ont pris une teinte verdâtre tandis que le calcaire qui les moule est rose.

Les lits de calcaire dur forment, à Hendaye et à Fontarabie, des bancs nettement différenciés des lits de calcaire tendre, phylliteux ou marneux. Parfois cependant, entre deux bancs de calcaire dur, s'intercale un lit bréchiqque formé de morceaux de calcaire dur remaniés dans une marne ou un schiste.

A Bidart (Cazeville), dans les couches qui sont au voisinage immédiat du Sénonien, l'individualisation en bancs du Danien est beaucoup moins nette et le caractère bréchiqque des calcaires y est constant dans toute leur masse. Il s'agit d'ailleurs toujours de calcaires à Globigérines.

COMPARAISON DE CES CALCAIRES AVEC UNE BOUE A GLOBIGÉRINES ACTUELLE.

Il y a une très grande analogie, et presque même identité, entre la constitution de ces calcaires à Globigérines daniens et celle de certaines boues à Globigérines actuelle.

J'ai pu examiner un échantillon de la boue à Globigérines draguée par le Challenger en un point de l'Atlantique sud (station 338) au Nord de Tristan da Cunha et au Sud-Ouest de Sainte-Hélène.

Murray et Renard décrivent cette boue, « boue blanche, légèrement teintée de rose, de grain homogène et qui ressemble à une craie lorsqu'elle est sèche », comme l'une des plus pures que les dragages aient amenées. Elle contient, comme matériaux principaux, des Globigérines et des Pulvinulines dans un fond de Cocolithes et de Rhabdolithes ¹ chargé, précisément comme les calcaires daniens d'Hendaye et de Fontarabie, de sphères fibreuses. Ces dernières ont des dimensions qui oscillent entre 0,03 et 0,015 mm.

Murray et Renard ont figuré, dans leurs dessins, les traits

1. Si nous ne voyons pas de Rhabdolithes, en lames minces, dans les calcaires à Globigérines, cela peut tenir à la difficulté qu'il y a à saisir l'individualité de ces menus bâtonnets composés d'un seul individu de calcite. Le Cocolithe possède une structure singulièrement plus caractéristique.

caractéristiques de ces sphères fibreuses, mais ils les confondaient avec des loges initiales de Globigérines. Nous avons vu qu'il n'y avait pas lieu de les rapprocher de ces Foraminifères¹ (Pl. XX, fig. 5 et 6).

Cette boue couvrait un fond de 1990 brasses, soit 3600 m. environ, mais son origine serait due à la chute d'organismes de surface. La température était en surface de 24°7 C, et au fond de 2°4 C.

CALCAIRES DANIENS DE GAN.

Au Sud de Pau on trouve encore dans le Danien des calcaires à Globigérines.

Les uns sont blancs et d'aspect crayeux. Ils contiennent, à côté de Globigérines à sections crêtées, à loges bulleuses relativement grosses, d'autres Globigérines de même taille, à loges triangulaires, identiques à celles de certaines « couches rouges » des Alpes. Ils sont encore à Coccolithes, à sphères fibreuses, et l'on y voit des plaques pentaradiées. Ça et là apparaissent quelques esquilles d'ossements.

D'autres, qui sont compacts et durs, ont à peu de choses près (fragments de Lithothamnides) la même constitution, mais ils sont en outre légèrement gréseux.

Les calcaires crayeux sont associés, souvent dans le même banc, à des calcaires d'aspect graveleux qui évoquent l'idée d'un fin gravier de Foraminifères. On y voit d'ailleurs encore des Globigérines à loges bulleuses, crêtées comme celles des calcaires que nous venons de décrire, et d'autres Foraminifères, principalement des Rotalidées hyalines et à test fibreux jaunâtre, des Cristellaires, quelques gros Textilaires à test agglutinant, des Miliolles granuleuses. Mais ce n'est pas tout, et à ces organismes se joignent encore des débris de Bryozoaires et de Lithothamnides, des radioles et des plaques d'Oursins, des restes de Lamellibranches, des esquilles d'ossements. Toute cette masse de matériaux qui constituent les éléments du « gravier » est prise dans un ciment à Coccolithes et à sphères fibreuses du type de celui des calcaires et des boues à Globigérines.

Cette manière d'être de calcaire paraît en somme le résultat de

1. J'avais cru jadis devoir le faire, et j'ai commis la même erreur que Murray et Renard. La contiguïté fortuite de plusieurs de ces loges sphériques m'avait donné l'illusion qu'elles étaient des loges successives de Globigérines. Un examen plus attentif m'a découvert les différences très nettes de texture que j'ai indiquées plus haut.

l'entraînement dans une boue à Globigérines d'une masse de matériaux de diverses provenances et dont quelques-uns sont au moins sublittoraux.

D'autres calcaires existent encore dans les mêmes gisements, et qui, exagérant, si l'on peut dire, l'aspect graveleux des précédents, prennent l'apparence de conglomérats à menus et à forts matériaux.

Les premiers, à menus matériaux, sont constitués par des morceaux de roches et des organismes indépendants. Les morceaux de roches ont leurs angles émoussés, les organismes sont ébréchés ou sont même réduits à des débris.

Parmi les morceaux on reconnaît :

1° des calcaires graveleux à Lithothamnides et à Gastéropodes, avec ciment de calcite finement grenue ;

2° des calcaires graveleux à Miliolles, qui unissent aux Miliolles des Lithothamnides dans un ciment identique au précédent ;

3° des calcaires à Miliolles, passant d'ailleurs au type graveleux, mais contenant des Globigérines de taille relativement grande dans un ciment très finement grenu, presque granulaire ;

4° des calcaires à Globigérines, dans lesquels ces Foraminifères sont de petite taille et présentent des sections très finement crêtées, qui contiennent en outre de petits Textilaires hyalins, quelques Pulvinulines, quelques gros Textilaires à test agglutinant et parfois de minces débris de coquilles, et dont le ciment est fait soit de calcite finement grenue, d'apparence granulaire, légèrement souillée d'argile, soit encore de Cocolithes et de sphères fibreuses ;

5° des Bryozoaires encroûtés par des Lithothamnides qui forment avec ces organismes les débris d'un véritable faciès rocheux.

Parmi les organismes indépendants l'on peut discerner des débris de Lithothamnides, de Bryozoaires, d'Oursins, de Crinoïdes, de gros prismes de Mollusques, des Rotalidées hyalines, des Textilaires agglutinants et des Miliolles.

Les conglomérats à forts matériaux unissent principalement des débris, dont la forme tend à celle de galets, de calcaires à organismes variés et d'organismes indépendants tels que des Hydrozoaires.

Leurs calcaires à organismes sont encore, pour une grande part, des calcaires à Foraminifères, dont certains sont riches en Miliolles et dont d'autres sont caractérisés principalement par des Globigérines. Ils ne sont, les uns et les autres, que des variétés de ceux dont nous venons d'indiquer la composition.

C'est à la carrière Labau, près de Gan, que nous avons recueilli les types de roches dont il vient d'être question. Les

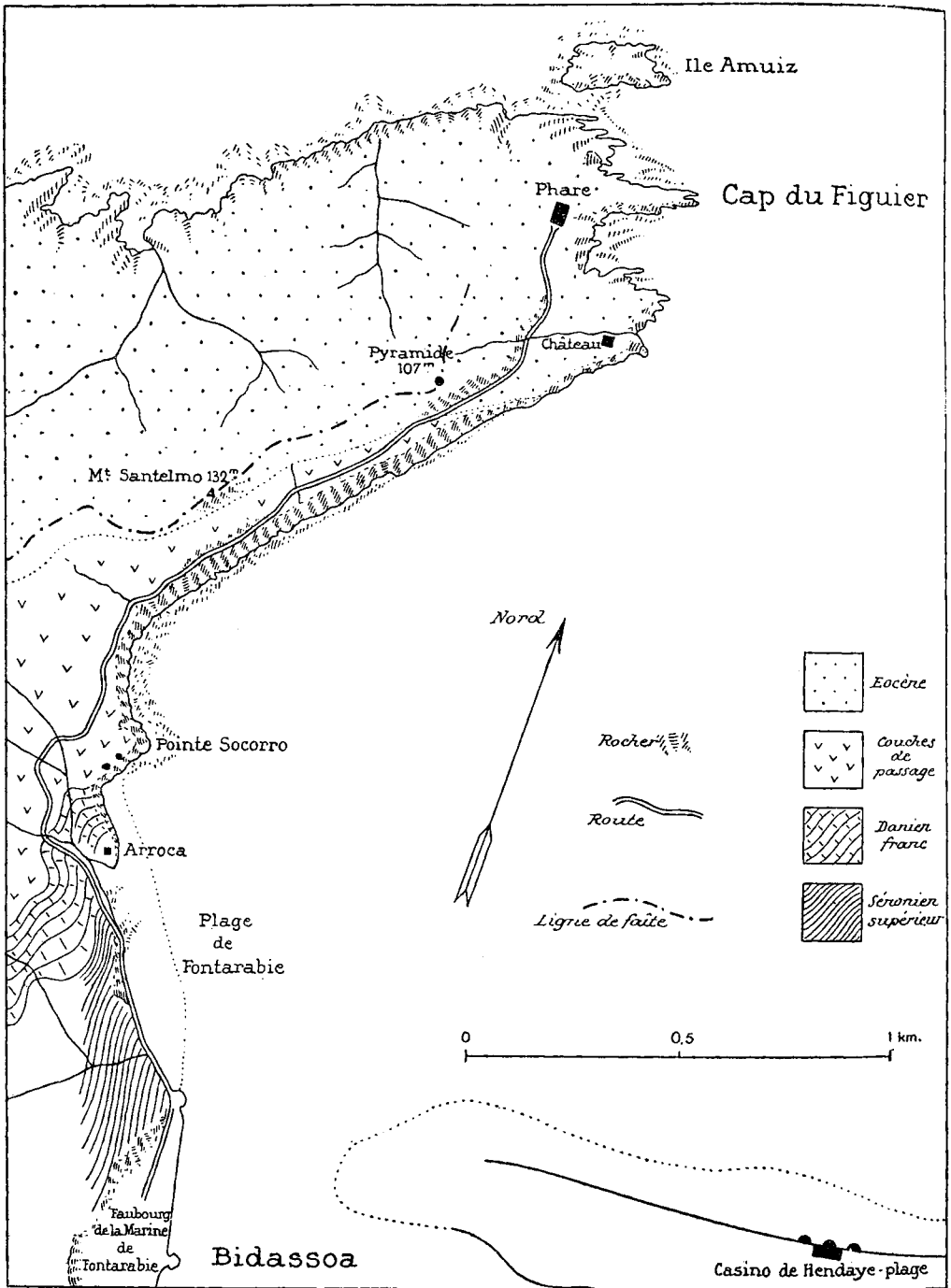


FIG. 3. — CARTE DU PROMONTOIRE, EXTRÉMITÉ NORD-OUEST DU JAIZQUIBEL, CONSTITUANT LE CAP DU FIGUIER

calcaires crayeux ou durs, les conglomérats à menus matériaux forment des bancs d'une puissance moyenne de 30 cm. séparés les uns des autres par de très minces lits argileux. Un banc plus puissant, un mètre environ, dans lequel on trouve des *Corasters*, forme un conglomérat à forts matériaux interstratifié parmi les calcaires rocheux.

Sans chercher à tirer dès maintenant les conclusions qui se dégagent des descriptions précédentes, notons seulement, d'une part, l'existence de dépôts dont la composition est celle d'une boue à Globigérines, dans lesquels des matériaux sublittoraux furent entraînés, et, d'autre part, le mélange, dans des conglomérats à petits et à forts matériaux, de roches, ayant précisément la même composition que celles qui résultent de la solidification de boues à Globigérines, à des roches dont les éléments sont sublittoraux : vers des dépôts pélagiques des dépôts littoraux furent entraînés ; des roches issues de dépôts pélagiques furent remaniées

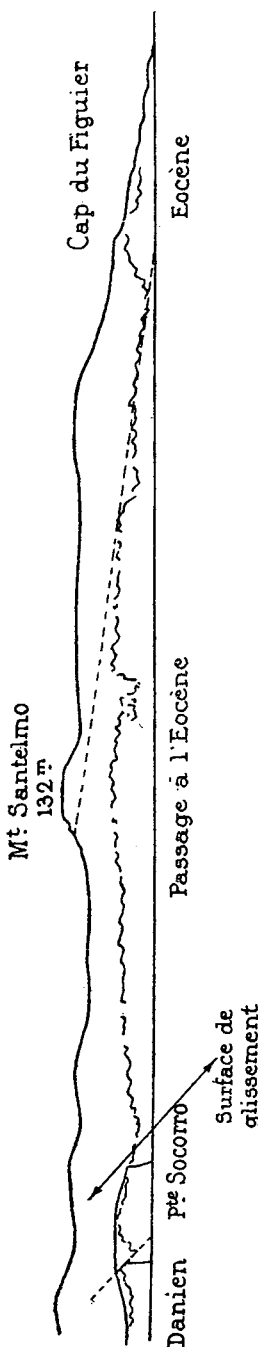


FIG. 4. — LE PROMONTOIRE DU CAP DU FIGUIER ET SA FALAISE, VUS DES BANCs DE SABLE AU NORD-OUEST DE LA PLAIE D'HERDAYE. Les lignes à traits interrompus marquent les limites des terrains de passage du Danien à l'Eocène. La ligne à pointes de flèche donne la trace dans la falaise de surfaces de glissement parallèles aux couches. Ces glissements se manifestent dans les terrains de base de la Pointe Socorro où se sont formées des brèches par emballement des bancs brisés de calcaires durs dans des marnes argileuses (Cf. B.S.G.F. (4), t. XXIII, 1923, p. 83). On en observe aussi les traces dans la zone rouge et verte qui fait suite : les terrains de cette zone sont laminés et il se pourrait qu'ils correspondissent à une faille en sifflet aigu par rapport à la direction des strates et que l'on eût en ce point la superposition, après décollement, de couches plus anciennes à des couches plus récentes. Tout au plus, d'ailleurs, il s'agirait du recouvrement des termes inférieurs du passage du Danien à l'Eocène par des termes de l'âge du Danien : on ne trouve en effet dans les roches de la zone rouge et verte aucune Rosaline tandis que l'on y voit des sphères fibreuses.

et mélangées dans un même sédiment à des roches formées de matériaux sublittoraux.

LE PASSAGE DU DANIEN A L'ÉOCÈNE DANS LA FALAISE
DU PROMONTOIRE ENTRE LE CAP DU FIGUIER ET FONTARABIE,
ET SUR LA ROUTE DE LEZO A L'EXTRÉMITÉ DU GOULET DE PASAGES.

La montagne du Jaizquibel, en Espagne, qui limite à l'Ouest l'estuaire de la Bidassoa, se prolonge vers la haute mer en un long promontoire. La côte de ce promontoire qui fait face à Hendaye est taillée en falaise et l'on y peut très facilement observer toute une série de couches qui débutent au Danien typique et qui se superposent les unes aux autres. Dans la plus longue partie de la falaise les sections des couches forment des lignes dont l'inclinaison générale est d'une dizaine de degrés vers le Nord-Est, mais la ligne de plus grande pente des couches elles-mêmes s'incline de 30° à 45° environ vers le Nord-Ouest.

Quand on suit le pied de la falaise de Fontarabie au Cap du Figuier ou la route qui joint les mêmes points, on trouve donc toute une série de couches qui représentent des niveaux de plus en plus élevés (fig. 3 et 4).

Les calcaires rosés du Danien qui affleurent à l'extrémité nord de la plage de Fontarabie et au début de la montée de la route du Cap du Figuier se chargent à leur partie supérieure de bancs blancs de même type. Quelque cinq mètres de calcaires marneux, en lits assez minces, les surmontent, au-dessus desquels on voit des bancs de calcaires blancs compacts, à cassure esquilleuse, qui alternent avec des bancs d'un calcaire marneux de délit noduleux ou conchoïde¹. Les uns et les autres ont de 15 à 20 cm. d'épaisseur. Un calcaire gréseux, en couches souvent très minces, s'intercale parmi les calcaires à délit noduleux ou s'applique à la face supérieure des calcaires compacts.

A ces alternances, qui occupent l'épaisseur d'une quinzaine de mètres, fait suite une masse de terrains de même puissance dans laquelle les calcaires compacts dominant et ne sont séparés les uns des autres que par de très minces intercalations marneuses, schisteuses; puis c'est l'inverse: les parties schisteuses prédominent tandis que les calcaires compacts sont moins puissants

1. La structure de ces calcaires est telle qu'ils simulent l'accumulation de nodules aplatis, pressés les uns sur les autres. Ils se divisent souvent, sous le choc, en nodules de plus en plus petits, comme s'ils étaient formés d'écailles contiguës: leur délit peut alors être aussi bien dit conchoïde que noduleux.

(Pointe Socorro). Schistes et calcaires ont pris une teinte grisâtre. On voit encore, comme à la base des couches, des calcaires gréseux, dont la structure est rubanée, s'intercaler soit entre deux lits schisteux, soit à la partie supérieure d'un banc de calcaire compact.

Les terrains qui surmontent montrent des bancs de calcaires compacts de plus en plus minces et qui passent insensiblement aux calcaires marneux, de telle manière que l'ensemble prend l'apparence générale d'une masse argileuse dans laquelle apparaissent des bancs gréseux durs, d'une puissance maxima de 20 centimètres.

Suit alors une zone de 8 m. environ d'épaisseur, formée de schistes à délit conchoïde, rouges et verts, parmi lesquels sont intercalés quelques bancs gréseux et des lits d'un calcaire jaunâtre, de structure parfois noduleuse, qui rappelle les couches qui, soit à Fontarabie, soit à Hendaye, sont situées sous le Danien ; mais il y a stratification concordante de tous ces terrains et aucun renversement ne s'y manifeste, ainsi qu'on peut s'en rendre compte par l'examen des empreintes en relief qu'on voit à la partie inférieure des bancs gréseux.

Au-dessus de ces couches on retrouve des bancs de calcaires compacts qui alternent avec des calcaires marneux ou des schistes, et des intercalations de lits gréseux, reproduisant l'ensemble des faciès qui surmontaient les calcaires rosés daniens ; mais bientôt les lits gréseux deviennent de plus en plus puissants ; ils finissent par prédominer dans la masse des couches où les calcaires compacts et les calcaires conchoïdes ne se montrent plus que de loin en loin, et de telle manière que le faciès gréseux semble régner uniformément : il constitue la masse principale du Jaizquibel.

L'allure de ces couches témoigne d'une continuité de sédimentation. A partir du Danien rosé et jusqu'aux couches qui forment l'extrémité du Cap du Figuier on peut évaluer l'épaisseur des assises à 150 m. environ.

Les mêmes terrains affleurent, au Sud-Ouest, le long de la route qui conduit de Lezo à San Juan de los Pasages ¹.

On y retrouve, à partir du Danien typique, une série de couches assimilables à celles que nous venons de décrire en détail et qui confinent, fort en avant des premières maisons de San Juan, à la

1. Voir à ce sujet : D. VINCENTE KINDELAN, Nota sobre el Cretáceo y el Eoceno de Guipuzcoa (*Bol. del Inst. geol. de España*, 2^e série, t. XX, 1919) et J. MENDIZABAL, Deslinde del Eoceno en la provincia de Guipuzcoa (*ibid.*, 3^e série, t. IV, 1923).

17 juillet 1925.

Bull. Soc. géol. Fr. (4). XXIV. — 40.

masse des grès qui forment les terrains jusqu'à l'extrémité du goulet du Port de Pasages.

Dans ces grès, certains faciès rubanés de grain relativement fin et certains faciès grossiers fournissent des Nummulites et des Orthophragmines bien discernables à l'œil nu. On les voit en particulier très bien entre les dernières maisons de San Juan et au voisinage immédiat du château ruiné de Sainte-Isabelle, sur le bord même du chemin. On ne les trouve plus au delà du ravin formé par un ruisseau coulant parallèlement à la mer.

Parmi ces grès s'intercalent des couches calcaires du type de celles du Cap du Figuier. Elles sont plus réduites aux environs de San Juan là où l'on trouve des Nummulites, plus importantes entre le ravin et l'extrémité du goulet de Pasages où on ne voit pas de Nummulites. Ce sont en somme les mêmes terrains que ceux de la falaise du promontoire du Cap du Figuier là où commencent à s'intercaler des bancs de grès relativement puissants parmi les calcaires, les marnes et les schistes. Si nous ne savons pas préciser le point où dans cette falaise débute l'Éocène, nous sommes sûrs que la série des couches appartient franchement à cet étage quand apparaissent les bancs de grès épais.

Soit dans la falaise du Cap du Figuier, soit entre Lezo et le goulet de Pasages, la série des couches qu'on peut observer offre donc la transition, sans interruption de sédimentation, du Crétacé à l'Éocène.

TYPES PÉTROGRAPHIQUES DES COUCHES DE LA FALAISE DU CAP DU FIGUIER ET DU GOULET DE PASAGES.

Des graviers de Foraminifères, du type de ceux que nous avons décrits plus haut, se montrent à la fois dans le Danien rosé de Fontarabie et dans les couches qui le surmontent immédiatement. Ils contiennent de grosses Globigérines, des Truncatulines, d'autres Rotalidées variées, des Textilaires agglutinants, des Miliolles, accompagnés de Lithothamnides, de Bryozoaires, de débris d'Échinodermes et de quelques gros quartz d'origine détritique. Tous ces matériaux sont liés entre eux par un ciment de calcite grenue.

La masse principale des calcaires blancs qui surmontent le Danien rosé est encore constituée par des calcaires à Globigérines de même nature générale que ceux du Danien typique, à quelques variantes près. On y voit des Globigérines à sections créées,

accompagnées de Globigérines à loges triangulaires, et des sphères fibreuses : on y voit en outre des spicules d'Éponges, généralement transformés en calcite, et quelques Radiolaires.

Malgré l'apparition des Radiolaires, ces calcaires ne se différencient pas essentiellement des calcaires daniens que nous avons décrits plus haut ¹ et rien ne peut s'opposer à ce qu'on rapporte au même complexe les uns et les autres. Mais les Radiolaires vont se montrer en abondance dans les calcaires à Globigérines que nous rencontrerons en nous éloignant du Danien typique et leur constitution sera telle que nous devons alors définir la roche comme *calcaire à Radiolaires et Globigérines*.

Les calcaires à Radiolaires et Globigérines d'un tel type² contiennent eux aussi des sphères fibreuses. Les spicules d'Éponges y sont parfois abondants. Ils contiennent en outre quelques Foraminifères hyalins, Textilaires et Truncatulines ; tous organismes pris dans un ciment de texture granuleuse où l'on distingue parfois assez nettement des Coccolithes (Pl. XX, fig. 4).

Les Radiolaires de ces roches ont principalement la forme de balles, qu'on voit, en certaines sections, agrémentées de piquants. La matière siliceuse originelle de leur squelette n'est d'ailleurs pas conservée et de la calcite grenue moule toute la masse de la balle, mais on voit parfois très bien, dans l'agrégat des cristaux de calcite, les traces de l'ancien réseau alvéolaire. A côté des Radiolaires en balles on voit aussi, et réalisant le même mode de fossilisation, des Radiolaires en forme d'oves, de bâtons ou de cloches largement ouvertes (Fig. 5).

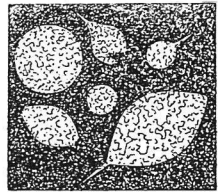


FIG. 5. — DIVERS TYPES DE SECTIONS DE RADIO-LAIRES DES CALCAIRES DES COUCHES DE PASSAGE A L'ÉOCÈNE. Gp. : 45 diamètres.

En certains échantillons se montrent de longs et minces débris de coquilles qui offrent les caractères des tests de Posidonies.

1. Ils sont plus phylliteux que ces derniers, qui ne l'étaient d'ailleurs à peu près pas, mais ils restent des calcaires bien compacts et assez solides. Il y a vraisemblablement une relation entre leur teneur en très menues phyllites et la présence des Radiolaires. Des « troubles » formés de minéraux silicatés, restant longtemps en suspension dans l'océan, sont les matériaux d'où les Radiolaires tirent, directement ou indirectement, la substance de leurs squelettes. Cf. Leçons de Pétrographie, p. 366.

2. Les calcaires à Radiolaires sont, rappelons-le, l'une des principales entités lithologiques fournies par les formations pélagiques. Nous les connaissons bien dans le Jurassique supérieur où ils sont souvent en outre « à Calpionelles ». Ils ne laissent pas non plus d'être en certains gisements « à Globigérines » ; nous allons précisément en voir de ce type dans le Sénonien de Pau, et il nous paraît intéressant d'indiquer qu'il en est également ainsi dans le Barrémien de Majorque étudié par notre confrère P. Fallot.

L'on voit aussi parfois des esquilles d'ossements et des grains de sable.

L'attaque à l'acide chlorhydrique étendu d'un morceau de ces calcaires libère un important résidu qui, restant appliqué sur le morceau lui-même, le protège et arrête l'attaque. On reconnaît dans ce résidu des phyllites très fines et tous les produits de désintégration des micas dont la cohésion est due à une fine trame de silice qui imprègne la roche.

Des calcaires marneux, argileux, de délit noduleux ou conchoïde, ont à peu près même constitution que les calcaires précédents mais les matériaux d'origine détritique en forment une part importante. On y voit encore des sphères fibreuses, des Globigérines, de très petites Rotalidées, de fins spicules d'Éponges transformés en calcite, quelques Radiolaires et des Coccolithes.

Quant aux couches gréseuses qui s'intercalent parmi ces calcaires on doit les définir comme calcaires gréseux. On y voit encore des organismes : Globigérines, Textilaires, Truncatulines, Miliolles, sphères fibreuses, spicules d'Éponges, Bryozoaires, Lithothamnides, Radiolaires aussi dans les parties dont le grain est très fin. Certains lits minces sont de caractère psammitique. Il est des faciès qui se déterminent comme grès à Truncatulines, d'autres, plus grossiers comme grès à Miliolles, d'autres encore comme grès à Bryozoaires. Certains de ces derniers, provenant de la masse des grès situés au Cap même du Figuier, montrent, en lames minces, de menus fragments de Nummulites et d'Orthophragmines, sans qu'on puisse d'ailleurs discerner à l'œil nu des Foraminifères entiers de ces types. Beaucoup de ces grès sont glauconieux.

Dans la série des couches qui affleurent de Lezo à Pasages nous retrouverons des faciès identiques ; en particulier des calcaires à Globigérines et Radiolaires parmi les couches à Nummulites et au-dessus d'elles, et donc d'âge franchement éocène.

Les grès dans lesquels on voit à l'œil nu les Nummulites sont surtout riches en Orthophragmines et en Bryozoaires. Ils contiennent en outre des Globigérines et des Truncatulines, des Textilaires agglutinants, des débris de Lamélibranches et d'Échinodermes, des Lithothamnides, dans un fond de calcite largement cristallisée.

Nous avons signalé plus haut l'existence, parmi les couches de la falaise du promontoire du Cap du Figuier, d'une zone particulière dont la couleur et l'allure générale tranchent sur l'ensemble dont nous venons de décrire les termes essentiels.

Des schistes de délit conchoïde, rouges et verts, la forment en grande partie, et dans lesquels nous n'avons pas observé d'organismes. Des bancs de calcaire dur, jaunâtre, s'y intercalent, dans lesquels on voit des Foraminifères hyalins, principalement des Textilaires, quelques Globigérines, des sphères fibreuses, et des débris de coquilles du type des Ostracodes, parfois en assez grande abondance ; ces divers organismes étant pris dans un ciment formé par l'agrégat d'une multitude de petits rhomboèdres aigus, faits d'un carbonate ferrifère, moulés par de la calcite, réalisant en somme un calcaire du type de ceux que j'ai nommés « calcaires ankéritiques ».

Les bancs de grès durs de cette zone sont des grès-quartzites, où l'on observe quelques rares Foraminifères hyalins, à calcite intersticielle.

CONTACTS DU SÉNONIEN ET DU DANIEN.

Le Danien vraiment typique est, dans la région de Fontarabie et d'Hendaye, constitué principalement par des calcaires massifs, durs. Le Sénonien qu'on voit à son contact immédiat est fait de calcaires toujours phylliteux, du délit conchoïde et noduleux le mieux caractérisé. On y trouve, et contre le Danien même, les classiques Stegasters.

Les couches de ce Sénonien, qui forment des bancs sans dureté, plus ou moins cohérents, alternant avec des bancs très tendres, mais sans individualité bien marquée des uns et des autres, sont généralement de couleur lie de vin. Elles sont mouchetées parfois de vert et des lits de cette même couleur s'y intercalent. Il est très remarquable qu'au contact immédiat avec les calcaires durs à Globigérines du Danien la teinte verte de ces couches sénoniennes est plus largement répartie ; sans être localisée dans une couche elle semble s'être irrégulièrement transmise de haut en bas à la masse des terrains.

Lithologiquement, il s'agit de calcaires phylliteux (à *Cancellophycus* et *Spirophiton*) abondamment chargés de *Rosalina Linnei* et de *Rosalina Stuarti*. Leur manière d'être ne les rend pas absolument comparables aux calcaires daniens auxquels ils continuent mais, à 20 ou 30 mètres en dessous, on retrouve des alternances de calcaire dur et de calcaire tendre phylliteux, à bancs bien individualisés, qui font d'ailleurs encore partie des niveaux à Stegasters, et qui simulent extérieurement les calcaires rosés du Danien à une très petite différence de teinte près ; la cou-

leur de ces derniers inclinant vers l'orange tandis que celle des calcaires sénoniens incline vers la laque de garance.

Ces calcaires sénoniens sont tout à fait comparables aux calcaires daniens par leur structure, et l'on y voit les mêmes entrelacs que nous avons signalés dans ceux-ci et répartis de la même manière : à la base et dans les bancs de calcaires compacts. Les uns et les autres furent des dépôts opérés dans les mêmes conditions. Ils ont, toutes choses égales d'ailleurs, même faciès, ou du moins ont-ils des faciès exactement comparables. Il est alors tout à fait intéressant de constater qu'il s'agit, en ces couches sénoniennes, de calcaires à Rosalines (*R. Linnei*, *R. Stuarti*), la roche étant aussi d'autre part « à Globigérines » et contenant des Coccolithes.

Sur la plage de Cazeville (Bidart) la limite entre le Sénonien et le Danien semble, sur le terrain, marquée de façon très précise. en ce sens que l'allure générale des couches qu'on a l'habitude de rapporter au Danien se différencie nettement de celle des couches qu'on a l'habitude de rapporter au Sénonien. Il y a entre les unes et les autres la même différence de couleur qu'à Hendaye et, de plus, le Danien est d'un caractère généralement bréchiqne, ce qui n'est pas le cas du Sénonien. Mais l'on voit encore dans les couches sénoniennes et dans les couches daniennes les mêmes entrelacs de tiges ramifiées dont nous avons parlé plus haut.

En ce gisement, le Sénonien est encore formé de calcaires à Rosalines et le Danien est bien franchement fait de calcaires à Globigérines ; mais ces derniers, d'aspect crayeux, ne sont pas en tout comparables à ceux d'Hendaye et de Fontarabie ; ils sont assez riches en petits Lagenas et l'on y voit parfois des Rosalines.

J'avais cru jusqu'ici, et j'ai dit dans mes publications antérieures¹ que les Rosalines si abondantes dans le franc Crétacé, n'existaient plus au Danien. De fait, à cette période, elles ont disparu de certains faciès (calcaires compacts durs et calcaires de délits noduleux ou conchoïdes) qui les avaient contenues jusqu'au Sénonien supérieur, et ces mêmes faciès ne les contiennent pas à l'Éocène. Elles subsisteraient donc au Danien, mais seraient en complète régression, dans des faciès crayeux à Lagenas et dans certains calcaires graveleux. J'ai pu effectivement, dans un calcaire de ce dernier type provenant de Gan, en déterminer une assez mauvaise section.

1. Voir en particulier : *B.S.G.F.* (4), t. XIX, 1919, p. 295.

Mais je dirais volontiers des Rosalines comme on dit des hirondelles : pas plus qu'une hirondelle ne fait le printemps, une Rosaline ne fait le Sénonien ; et nous n'avons en somme aucune difficulté dans les Pyrénées occidentales, à différencier le Sénonien supérieur du Danien, tandis que nous ne savons, lorsqu'il y a continuité de sédimentation du Danien à l'Éocène, où placer la limite inférieure de ce dernier étage.

La différence entre le Crétacé franc et le Danien apparaît d'ailleurs encore d'autre manière.

Il semble effectivement que les sphères fibreuses, *Fibro-sphaerae*, abondamment répandues dans le Danien et les couches qui le surmontent manquent dans les couches crétacées proprement dites. Du moins ne les avons-nous rencontrées ni dans les calcaires crétacés des falaises du littoral, ni dans les calcaires sénoniens de Gan qui sont au voisinage du Danien.

A Gan, dans la carrière Bernès (Four à chaux) dont les couches sont renversées, on peut observer des calcaires à Globigérines, plus ou moins crayeux, qui sont aussi « à Rosalines » (*R. Linnei*, *R. Stuardi*) et dont la masse est faite de *Coccolithes* mais qui ne contiennent pas de sphères fibreuses.

Certaines couches de la même carrière associent les débris de divers types de calcaires qui sont des calcaires à Globigérines et spicules, des calcaires à spicules et Lagenas, des calcaires graveleux à spicules, Globigérines et Lagenas, parfois gréseux, dont le ciment est fait de *Coccolithes* et de petits rhomboèdres de calcite, et où l'on ne voit aucune sphère fibreuse.

D'autres couches sont formées de calcaires d'organismes où des morceaux de Lamellibranches, de Lithothamnides, sont associés à des Orbitoïdes, et qui sont encore à Globigérines et à Rosalines, parfois très riches en ces derniers Foraminifères, et dont le ciment est fait, partiellement au moins, de *Coccolithes* : elles ne contiennent encore pas de sphères fibreuses.

Sur la route de Rébenacq, près du pont du Gest, une petite carrière des plus intéressantes, ouverte dans les couches sénoniennes, montre l'association de calcaires compacts à des calcaires graveleux. Les premiers, qui sont tout à fait comparables extérieurement aux calcaires compacts supra-daniens de la falaise du Cap du Figuier, et qui sont effectivement à *Globigérines* et à *Radiolaires*, mais contiennent en outre *Rosalina Linnei* et *Rosalina Stuardi* dans un ciment granulaire, ne montrent, eux aussi, aucune sphère fibreuse.

Les calcaires de la région d'Hendaye situés sous le Danien, et donc franchement crétacés, en sont également exempts.

Il est tout à fait remarquable que les calcaires ankéritiques, si particuliers, et qu'on trouve à divers niveaux, ne contiennent des sphères fibreuses qu'à partir du Danien.

CONCLUSION.

Que répondrons-nous maintenant à la question que nous posions dans notre introduction : la constitution des calcaires à Globigérines a-t-elle évolué ou s'est-elle maintenue du Crétacé à l'Éocène dans les Pyrénées occidentales ?

Depuis la base du flysch, que nous pouvons rapporter au Cénomanién supérieur, nous voyons les calcaires à Globigérines se charger¹ de Rosalines (*R. Linnei* au flysch moyen, puis *R. Linnei* et *R. Stuardi* au Maestrichtien), et ces Foraminifères les caractérisent franchement à partir du Sénonien. Au Danien, changement brusque qui amène la disparition à *peu près complète* des Rosalines, mais amène l'apparition des sphères fibreuses.

Dans la falaise du Cap du Figuier, quand du Danien on passe à l'Éocène, on voit les calcaires à Globigérines devenir « à Radiolaires ». Mais dans la région de Pau, au Sénonien déjà, certains calcaires à Globigérines et Rosalines étaient eux aussi, nous l'avons vu, à Radiolaires. On ne peut alors parler d'évolution ; il y a mélange de faunes, passage, si l'on veut, d'un faciès à un autre.

L'évolution de constitution ne se manifeste donc que dans le cours du Crétacé franc, jusqu'au Danien. Je dirais volontiers qu'à l'aurore du Danien il y a « révolution » ; après quoi les faciès se maintiennent dans le cours de l'Éocène inférieur.

Il est hors de mon programme d'étudier ici la question de la venue des Nummulites dans l'Éocène des Pyrénées occidentales et je me bornerai seulement à exprimer ce sentiment que la limite des terrains secondaires et tertiaires, dans ces régions, devrait être tracée au contact du Sénonien et du Danien, si l'on s'en tient à la considération des dépôts dont nous avons parlé.

I. LES PHÉNOMÈNES DE SÉDIMENTATION MIS EN ÉVIDENCE PAR LES ROCHES ÉTUDIÉES.

Les roches que nous venons d'étudier alternent de certaines manières qui mettent en évidence des phénomènes de sédimentation dont nous voudrions maintenant fixer les caractères.

1. *Loc. cit.* . Études lithologiques etc.

Si l'on considère l'ensemble de toutes les couches qui forment les terrains à partir de la base du flysch crétacé¹ jusqu'aux faciès à Nummulites de l'Éocène, on est frappé de la similitude

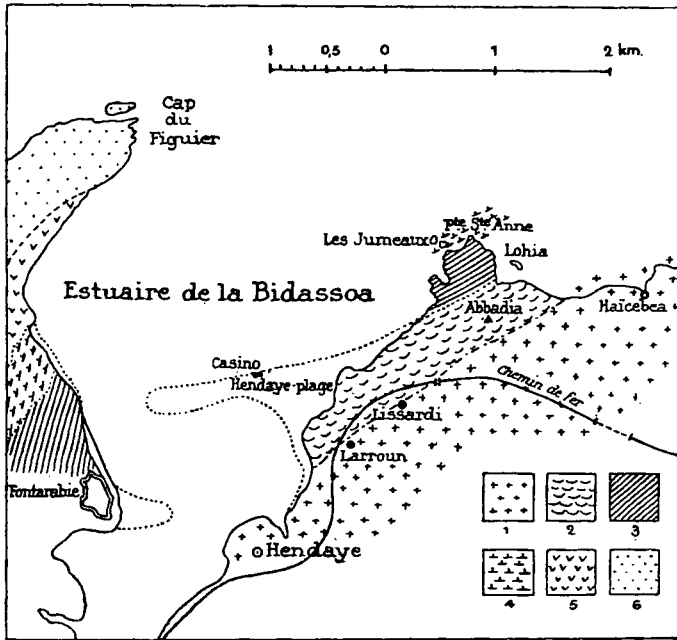


FIG. 6. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DES TERRAINS A L'EMBOUCHURE DE LA BIDASSOA.

1. — Couches de Haïcebea (Les faciès littoraux des couches de Behobie affleurent au Sud d'Hendaye).
2. — Couches de Lohia.
3. — Couches de Sainte-Anne (niveaux à Stegasters).
4. — Danien franc.
5. — Couches de passage du Danien à l'Éocène.
6. — Éocène.

d'allure des couches inférieures du flysch et des couches de passage du Danien à l'Éocène telles qu'elles se présentent dans la falaise du Cap du Figuier.

1. Le flysch est fait, à la base, de couches dont les faciès littoraux (*Couches de Behobie*) comprennent des conglomérats où l'on voit des débris de calcaires à Orbitolines de types cénomaniens. Ces mêmes Orbitolines se trouvent dans les faciès bréchiqes de caractère pélagique, qui constituent la base d'un horizon dont nous avons réuni les termes sous le nom de *Couches de Haïcebea*. Celles-ci sont surmontées par les *Couches de Lohia* qui comprennent les classiques couches rouges à Rosalines, parmi lesquelles s'intercalent des brèches puissantes. Les Stegasters caractéristiques du Sénonien supérieur apparaissent dans les couches qui surmontent cet horizon et qui affleurent à Hendaye dans la falaise de la *pointe Sainte-Anne* (fig. 6).

Cf. : Études lithologiques etc.

Nous voudrions, comme introduction à l'étude que nous nous proposons, comparer les deux séries de couches.

LES COUCHES CRÉTACÉES DE L'HORIZON DE HAÏCEBEA
COMPARÉES AUX COUCHES SUPRA-DANIENNES DE L'HORIZON DU CAP
DU FIGUIER.

Nous trouvons dans les faciès pélagiques des couches inférieures du flysch (Couches de Haïcebea), comme dans celles du Cap du Figuier, des calcaires durs et des calcaires phylliteux de délit noduleux.

Les calcaires durs, siliceux, sont essentiellement « à spicules ». Certains contiennent en outre des Radiolaires d'un type analogue à ceux des calcaires à Globigérines et Radiolaires du Cap du Figuier; et de même mode de fossilisation. Ils sont généralement en outre chargés de petits Lagenas (Fissurines) et contiennent tous de petites Globigérines. Leur fond paraît être fait principalement de Coccolithes.

Les calcaires noduleux sont plus détritiques, plus phylliteux; ils contiennent les mêmes organismes, mais en moins grande quantité.

Ainsi ces calcaires ne sont-ils pas identiques à leurs correspondants du Cap du Figuier, bien qu'ils se rapprochent de ces derniers par leur constitution minéralogique. Ils sont des *calcaires à spicules* où les Radiolaires et les Globigérines ne jouent qu'un rôle subordonné, tandis que les calcaires du Cap du Figuier sont des *calcaires à Globigérines et Radiolaires*.

Les couches qui leur sont associées sont des faciès plus ou moins finement bréchiques auxquels sont liés intimement ces calcaires à Lagenas qui forment les dalles rubanées (calcaires rubanés à silex) que j'ai jadis décrites. Dans la falaise du Cap du Figuier, la place de ces faciès est tenue par les grès ou les calcaires gréseux dont nous avons parlé plus haut.

Cela posé, cherchons à préciser quel ordre des régimes de sédimentation les terrains de ces deux horizons mettent en évidence.

Nous avons vu que le Danien typique *passé* à l'Éocène quand s'intercalent, dans les couches de la falaise du Cap du Figuier, des lits gréseux. Aux points où l'on observe à la fois des calcaires noduleux et des calcaires compacts, durs, on voit que les lits gréseux sont au toit des calcaires compacts. On peut noter

comme normale la succession chronologique suivante : calcaire compact (dur), lit gréseux, calcaire noduleux (tendre, phylliteux), calcaire compact. Très souvent le calcaire compact fait corps avec le lit gréseux qui le surmonte; un calcaire compact n'est jamais posé directement sur un lit gréseux sans l'intermédiaire d'une couche de calcaire phylliteux (fig. 7).

Les régimes de sédimentation trahissent donc ici l'existence d'un certain cycle. La simple alternance du calcaire dur et du calcaire noduleux du Danién est troublée, si l'on peut dire, par un épisode gréseux. Cet épisode gréseux est à l'origine du cycle. Les trois types de couches montrent successivement des éléments grossièrement détritiques dont le dépôt s'est fait, vue la

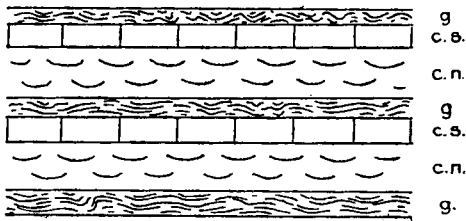


FIG. 7. — TYPE D'ALTERNANCES DANS LA FALAISE DU PROMONTOIRE DU CAP DU FIGUIER.

g = grès, c. n. = calcaire noduleux, c. s. = calcaire solide.

On peut trouver la seule alternance de calcaires noduleux et de calcaires solides, ou des grès parmi les seuls calcaires noduleux, mais lorsqu'il y a contact immédiat du calcaire solide et du grès, ce dernier est au toit du premier.

structure de la roche, sous l'influence de courants parfois violents, puis des éléments très finement détritiques qui produisent un dépôt (calcaire noduleux, phylliteux) passant fréquemment au calcaire compact. La formation de ce dernier est arrêtée par le retour de l'épisode gréseux.

Les couches de Haïcebea ne montrent pas d'alternances identiques.

On y observe bien des lits de calcaires rubanés (homologues des calcaires gréseux) parmi les calcaires noduleux, comme on peut voir dans la falaise du Cap du Figuier des lits gréseux (calcaires gréseux, macignos des géologues espagnols) situés eux aussi dans les calcaires noduleux, mais qui touchent presque toujours à leur mur par l'intermédiaire d'un petit lit argileux. De plus, quand ces calcaires rubanés sont au contact d'un calcaire dur, compact (siliceux), c'est à leur toit qu'on trouve ce dernier, et le calcaire dur est couvert par un calcaire noduleux (fig. 8).

La structure des calcaires rubanés trahit, ainsi que fait très

fréquemment celle des grès dans la falaise du Cap du Figuier, l'existence, au moment du dépôt de leurs matériaux, de courants ou d'eaux agitées, mais les épisodes qu'ils représentent ne peuvent être situés à l'origine d'un cycle de sédimentation du type de celui que marque l'alternance des couches dans la falaise du Cap du Figuier.

Les calcaires rubanés et les roches bréchiques qui les accompagnent, bien qu'accusant une sédimentation détritique, ne

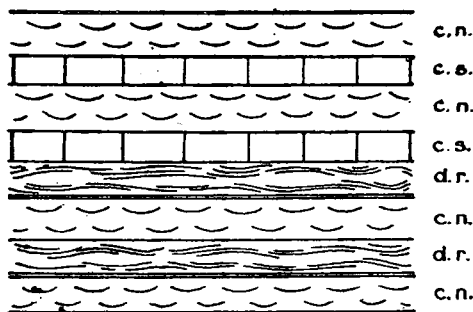


FIG. 8. — TYPES D'ALTERNANCES DANS LES COUCHES DE HAÏCEBEA.

c. n. = calcaire noduleux, c. s. = calcaire solide, d. r. = dalle rubanée.

Le contact du calcaire solide et de la dalle rubanée se fait de telle manière que la seconde est au mur du premier. Un petit lit argileux se trouve sous les dalles rubanées dont la base est souvent de caractère bréchique.

représentent pas des épisodes identiques à celui qui a provoqué le dépôt des grès dans les couches de passage du Crétacé à l'Éocène. Et cependant il n'y a pas indépendance absolue des calcaires rubanés et des autres types de couches ; il est tout à fait remarquable que lorsqu'un calcaire noduleux surmonte un calcaire rubané (dalle), ce qui est fréquemment le cas dans les falaises d'Hendaye, entre Lohia et Haïcebea, la puissance du calcaire noduleux (phylliteux) est proportionnelle à celle du calcaire rubané ; sur une puissante dalle, puissant dépôt de calcaire phylliteux, sur une maigre dalle, maigre dépôt de calcaire phylliteux.

CONDITIONS BATHYMÉTRIQUES DANS LESQUELLES SE SONT ACCOMPLIS LES DÉPÔTS A GLOBIGÉRINES. ORIGINE DE L'ALTERNANCE DE DIVERS TYPES DE SÉDIMENTS.

L'étude lithologique que nous venons de faire nous a donné une connaissance exacte de divers types de dépôts. Nous avons

pu d'autre part établir l'ordre des régimes de sédimentation qui ont provoqué ces dépôts. Est-il possible de préciser les conditions bathymétriques dans lesquelles se sont accomplis ces derniers ?

Posons la question à propos des calcaires à Globigérines.

Nous avons fait remarquer, au début même de cette étude, l'analogie très frappante, pour ne pas dire l'identité, qui existe entre la constitution de certaines boues à Globigérines actuelles draguées par des fonds supérieurs à 3000 mètres. et celle des calcaires à Globigérines du Danién. Ces calcaires à Globigérines devraient-ils être de ce fait considérés comme les représentants de dépôts abyssiques ?

A coup sûr, il ne s'agit pas de formations littorales et il ne peut être question d'en faire l'homologue de dépôts effectués sur l'aire qui avoisine immédiatement les côtes ; la quantité de matériaux minéraux d'origine détritique qu'ils renferment est des plus faibles : ce sont des dépôts pélagiques.

Nous avons d'autre part observé dans ces dépôts des traces de végétaux ; or il est tout à fait certain que ces végétaux ne se développaient pas à de grandes profondeurs. Si le sédiment représente le lieu de leur développement, il n'est pas abyssique. S'il s'agit d'une masse tombée avec les éléments d'un plancton sur un fond marin, il nous est *à priori* loisible d'imaginer que le dépôt a pu se faire sous toute hauteur d'eau ; mais il en est également ainsi du dépôt à Globigérines actuel de la station 338 auquel nous avons comparé les calcaires à Globigérines du Danién, puisque, de l'avis de Murray et Renard, il serait composé de coquilles, vides de leurs organismes, qui proviendraient de la surface ; et nous ne pouvons en fin de compte tirer argument en faveur de l'origine abyssique des sédiments qui ont fourni les calcaires à Globigérines étudiés du fait que certains dépôts actuels de ce type ont été dragués à grande profondeur.

Ces mêmes calcaires à Globigérines alternent à Hendaye et à Fontarabie, avec des marnes ou des calcaires marneux qui sont, comme tels, chargés de matériaux minéraux assez menus, de phyllites. Ils indiquent un apport d'éléments détritiques à l'époque de leur formation, éléments détritiques dont l'origine terrestre paraît incontestable.

Des matériaux fins provenant d'une terre émergée sont sédimentés en même temps que des organismes marins ; il se forme une vase, et, dans cette vase, se développent ou se déposent les végétaux dont nous suivons les traces dans la boue à Globigérines qui la surmonte et qui va former un calcaire relativement pur.

Cette vase n'est donc pas nécessairement un dépôt moins profond que la boue à Globigérines au point considéré. Elle ne représente qu'un épisode détritique. L'alternance des couches est telle qu'on peut dire que, à certains moments, un épisode détritique apparaît qui permet le dépôt d'une vase sur un sédiment pélagique. Cet épisode détritique se produit parfois avec une violence que trahit l'existence de marnes à caractère bréchiqque dues au démantèlement du calcaire sous-jacent et à son remaniement dans le sédiment phylliteux.

Il nous reste à rechercher quelle est l'origine de la variété des sédiments que nous venons d'étudier ou, ce qui revient au même, à déterminer les causes de l'alternance de leurs divers types.

A une époque donnée, le dépôt des matériaux détritiques originaires de la terre ferme sera nécessairement plus intense près de la terre que vers le large : aussi pouvons-nous concevoir que tout calcaire phylliteux, marneux, peut avoir au large un calcaire dur, plus pur, comme correspondant.

L'alternance des dépôts que nous constatons peut donc être interprétée comme le résultat de variations dans les domaines océaniques et terrestres, variations qui auraient provoqué un certain déplacement des lignes de rivage. Nous connaissons d'ailleurs et nous avons décrit sous le nom de « couches de Bébobie », dans la région d'Hendaye, des sédiments littoraux ou sublittoraux composés en grande partie de calcaires graveleux et de calcaires à Foraminifères granuleux parmi lesquels s'intercalent des bancs de poudingues, et qui trahissent par conséquent ces déplacements des lignes de rivage pour la période qui correspond au dépôt des couches inférieures du flysch.

Dans le cours d'une période géologique comme celle que nous étudions il y aurait donc eu oscillation des lignes de rivage sans que, stratigraphiquement, ces oscillations mettent en évidence des transgressions ou des régressions importantes.

Mais une telle explication rend-elle seule compte de la cause des alternances de sédiments telles que nous les observons ? Le type de sédiment observé en un point n'a-t-il pour cause unique originelle que sa distance au rivage ?

Certains faits semblent nous indiquer qu'un autre facteur intervient. Voici de quoi il s'agit :

Les lits à caractères bréchiqques qui se trouvent parmi les couches du Danien d'Hendaye et de Cazeville mettent en évidence le remaniement du banc calcaire, déjà partiellement consolidé, sur lequel venait se déposer le sédiment phylliteux, et par conséquent l'influence de violents courants à l'origine du dépôt phylliteux : il y a déplacement de matériaux. Nous avons vu d'autre part, encore dans le Danien, à Gan, que des graviers de Foraminifères ou des conglomérats à menus matériaux avaient pour ciment une boue à Globigérines ;

il y a encore eu déplacement de matériaux et ceux-ci, d'origine sublittorale, furent entraînés vers le large.

Ces faits permettent d'imaginer qu'une certaine cause mécanique est intervenue pour permettre le dépôt de sédiments soit à matériaux d'origine terrestre, soit à matériaux littoraux ou sublittoraux, sur un sédiment, déjà formé, de caractère franchement pélagique. Ainsi nous paraît-il que l'importance à attribuer aux oscillations des lignes de rivage, auxquelles nous faisons allusion, pendant une période donnée, doit être fort réduite.

Dans une série sédimentaire formée de la simple alternance de calcaires compacts et de calcaires phylliteux ou de schistes, la transition du calcaire compact au calcaire phylliteux ou au schiste témoigne d'une certaine rupture d'équilibre; mais dans la majorité des cas cette rupture d'équilibre, toutes les fois qu'il n'y a pas mélange en brèche de deux sédiments, n'aurait eu pour conséquence qu'une sédimentation tranquille produisant le calcaire phylliteux.

Les grès que nous observons dans les couches de passage du Danien à l'Éocène trahissent, de par leur structure même, une sédimentation agitée. L'aurore du cycle de sédimentation coïncide avec une phase de production de courants.

Dans le cas des couches du Cap du Figuier, l'origine terrestre des matériaux détritiques des grès est bien nette : ils sont souvent à débris de végétaux résineux.

Les couches inférieures du flysch crétacé, auxquelles nous avons comparé les couches du Cap du Figuier, nous ont au contraire montré que l'origine des matériaux détritiques de leurs brèches et calcaires bréchiques ou rubanés, qui sont l'homologue des grès du Cap du Figuier, devait être cherchée non point vers la côte mais vers le large ; ce que nous avons expliqué en supposant qu'une ride naissait ou s'accroissait en mer¹ et dont le démantèlement produisait des brèches ou des sédiments à caractère bréchique. Les matériaux qui proviennent du démantèlement de la ride sont entraînés vers des dépôts qui se forment à la même époque sous l'influence d'une sédimentation normale. Dans l'horizon crétacé de Haïcebea, les brèches ou les calcaires rubanés qui les surmontent, ou les seuls calcaires rubanés, sont effectivement inclus parmi des calcaires à délit noduleux, et parfois l'un de ces derniers fait lui-même ciment de la brèche. Mais s'il y a calcaire compact, dur, c'est, nous l'avons dit plus haut, au toit du calcaire rubané qu'on le trouve, et c'est une position inverse de celle des calcaires compacts par rapport aux grès dans les couches du Cap du Figuier. Brèches et calcaires rubanés dans un cas, grès dans l'autre représentent cependant des épisodes violents qui ont « troublé » une sédimentation tranquille. Il faut expliquer la différence de leurs gisements respectifs. C'est ce que nous allons chercher à faire en posant une hypothèse sur l'origine de la discontinuité des régimes de sédimentation que nous venons d'observer.

1. *Loc. cit.* : Études lithologiques, etc., et *B.S.G.F.* (4), t. XIX.

HYPOTHÈSE.

Dans le cas des couches de passage du Danien à l'Éocène la transition brusque du calcaire compact au grès ou au calcaire phylliteux marque une rupture d'équilibre. L'arrivée au large de matériaux terrestres fut la conséquence de cette rupture d'équilibre. Voici l'hypothèse :

Deux compartiments de la croûte terrestre, l'un du continent, l'autre de l'océan, jouent l'un contre l'autre : ils sont animés, l'un par rapport à l'autre, de mouvements relatifs dans des sens inverses et de telle sorte que l'on peut considérer que le premier s'élève ou que le second s'abaisse¹. Le niveau de la mer se déplace dans le sens négatif. Le mouvement est brusque et se fait par saccades. Chaque saccade est suivie d'une phase de creusement du compartiment continental ; il y a déblaiement sur terre et des « troubles » gagnent la mer et se sédimentent au large. Un banc de calcaire marneux, phylliteux, *qui surmonte un banc de calcaire compact*, représente une phase de creusement sur terre ; au même point, le banc de calcaire compact, ayant pour cause presque unique le milieu organique marin et les réactions qui s'y produisent, représente une phase de remblaiement sur terre².

A l'aurore d'une phase de creusement la saccade produit parfois dans la masse des eaux océaniques des mouvements brusques provocateurs de courants ; des sédiments littoraux (grès à Truncatulines, graviers de Foraminifères) sont entraînés au large et leur structure enregistre souvent l'état d'agitation des eaux au milieu desquelles leurs matériaux se sont sédimentés. Ainsi voit-on, dans la falaise du Cap du Figuier, des grès reposer directement sur des calcaires pélagiques. Ces derniers mêmes, sous la force des courants, peuvent être fragmentés et leurs morceaux mélangés aux matériaux issus des régions littorales ou terrestres ; et c'est le cas des couches bréchoïdes du Danien d'Hendaye et de Cazeville et des conglomérats du Danien de Gan, bien visibles à la carrière Labau.

1. Hypothèse analogue formulée par M. Paul Bertrand pour rendre compte des cycles de sédimentation du bassin houiller : *Conférences de Paléobotanique*. Saint-Étienne. 1918.

2. Il est bien évident 1° qu'il y a sur terre un temps de déblaiement maximum, et 2° que la puissance du dépôt des matériaux terrestres est fonction de la distance au rivage : à une certaine distance de celui-ci la base du calcaire compact pourra correspondre à la fin de la phase de creusement sur terre.

En mer, quand, sur l'aire considérée, des phénomènes orogéniques vont se produire, naissent ou s'accroissent des dénivellations du sol, des rides, et des brèches ou des formations bréchiques se forment qui peuvent avoir comme conséquences le dépôt de sédiments particuliers tels que les calcaires rubanés des couches crétacées d'Hendaye.

Mais le compartiment océanique aura joué de ce fait en sens inverse de son mouvement habituel : il aura monté par rapport au compartiment continental. Sur terre une phase de creusement se trouve interrompue ou une phase de remblaiement se trouve prolongée. Il est alors naturel qu'au large l'on voie les calcaires durs, compacts, peu ou pas phylliteux, caractéristiques d'une phase de remblaiement sur terre, surmonter immédiatement les dépôts qui résultent de la naissance ou de l'accroissement de la ride.

L'on ne peut s'étonner d'autre part que le mouvement du sol océanique ait pu être assez brusquement suivi, par contre-coup, de l'affaissement du compartiment qui en fut le siège par rapport au compartiment continental. En ce cas la phase de remblaiement sur terre n'a pas le temps de se produire ou bien elle est interrompue et nous ne trouverons pas, au large, son équivalent en calcaires compacts ou durs. Les brèches ou les calcaires rubanés seront parmi des calcaires phylliteux (à délit nodulaire), et les uns et les autres auront des puissances comparables parce que le mouvement d'affaissement fut d'autant plus ample qu'avait été intense ou important le mouvement de striction ou d'élevation.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XX

- FIG. 1. — ALTERNANCES DE BANCS DURS DE CALCAIRES A GLOBIGÉRINES ET DE BANCS TENDRES PHYLLITEUX. DANIEL DE LA POINTE SAINTE-ANNE A HENDAYE.
- FIG. 2. — ALTERNANCES DU MÊME TYPE DANS LES CALCAIRES A GLOBIGÉRINES ET ROSALINES DU SÉNONIEN SUPÉRIEUR (COUCHES A STEGASTERS) HENDAYE.
- FIG. 3. — SPHÈRE FIBREUSE (AU CENTRE) DES CALCAIRES A GLOBIGÉRINES DANIELS D'HENDAYE. Gr. : 170 diam.
- FIG. 4. — CALCAIRE A GLOBIGÉRINES ET RADIOLAIRES DES COUCHES DE PASSAGE A L'ÉOCÈNE DE LA FALAISE DU CAP DU FIGUIER. Gr. : 28 diam.
- Les Radiolaires ont ici la forme de balles ; leur moule interne est constitué par un agrégat de cristaux de calcite et leur coque ou squelette a disparu. En haut, à droite, Globigérines dont on voit nettement la coquille calcaire.
- FIG. 5. — PETITES ET GRANDES SPHÈRES FIBREUSES, RHABDOLITHES ET COCCOLITHES DE LA BOUE A GLOBIGÉRINES DE LA STATION 338 DU CHALLENGER. Gr. : 370 diam.
- FIG. 6. — MÊME BOUE. Gr. : 400 diam.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES ÉTAGES CAMPANIEN ET MAESTRICHTIEN AUX ENVIRONS DE ROYAN.

PAR **René Abrard** ¹.

Au point de vue de la Géographie Physique, les environs de Royan se divisent en trois parties extrêmement nettes, le Crétacé supérieur, caractérisé par ses vignobles et ses cultures, les dunes couvertes de forêts de pins, et les alluvions, étendues plates, coupées de ruisseaux, sur lesquelles sont établis des pâturages.

Le Crétacé supérieur représenté par le Campanien et le Maestrichtien est magnifiquement exposé dans les falaises entre Mortagne-sur-Gironde et la Grande-Côte. Il a été étudié par d'Archiac [1], H. Arnaud [4, 5], A. de Grossouvre [6 *bis*] et plus récemment par H. Douvillé [8].

Mais, bien des points restaient à préciser, notamment la distinction des niveaux dans le Campanien. La recherche des Foraminifères dans ce dernier étage n'avait pas donné de résultats près de Royan. De plus, les exploitations et escarpements situés dans les terres au N de cette localité n'ont été l'objet d'aucune description.

Enfin, la question si délicate de la limite entre le Campanien et le Maestrichtien n'avait été que très peu abordée.

I. DESCRIPTION DES ÉTAGES CAMPANIEN ET MAESTRICHTIEN.

Campanien.

Saint-Seurin d'Uzet. A gauche de la route de Saint-Seurin d'Uzet à Chenac, un calcaire blanc très marneux ne renferme guère que *Ostrea vesicularis* et *O. Matheroni*. C'est du Campanien moyen. A gauche, en bordure de la route des Monards à Saint-Seurin d'Uzet, 1 km. environ avant d'arriver à cette dernière localité, le Campanien inférieur se voit sous forme d'un calcaire blanc assez tendre avec silix et Spongiaires siliceux contenant :

Micraster laxoporus D'ORB.
Rhynchonella globata ARNAUD.

Terebratella santonenensis D'ORB.

1. Note présentée à la séance du 15 décembre 1924.

Les Monards. Le niveau précédent se continue à la base de la falaise qui se trouve en contrebas et au SE des exploitations des Monards. C'est un calcaire blanc, tendre, avec très nombreux rognons siliceux blanchâtres formant saillie, et donnant à la falaise un aspect râpeux. On y voit de nombreux Spongiaires siliceux ; j'y ai recueilli :

<i>Cidaris subvesiculosa</i> D'ORB.	<i>Vulsella turonensis</i> D'ORB.
<i>Hemiasiter royanus</i> DESOR.	<i>Pecten Espaillaci</i> D'ORB.
Bryozoaires.	<i>Spondylus Coquandi</i> D'ORB.
<i>Rhynchonella globata</i> ARNAUD.	<i>Neilthea quadricostata</i> D'ORB.
<i>Ostrea Matheroni</i> D'ORB.	

La suite de la série s'observe dans les anciennes exploitations ; d'après la faune elle peut être divisée en trois niveaux qui lithologiquement diffèrent beaucoup du précédent et se ressemblent beaucoup entre eux : ce sont des calcaires marneux blancs avec silex roux et marcasite : la moitié supérieure du 2^e niveau et le 4^e présentant de beaux fronts de taille, tandis que plus bas la roche est assez fissile.

J'ai rencontré les espèces suivantes :

Niveau 1 (inférieur).

<i>Cidaris subvesiculosa</i> D'ORB.	<i>Rhynchonella globata</i> ARNAUD.
— <i>serrata</i> DESOR.	<i>Terebratula Nanclasi</i> COQUAND.
Bryozoaires	

Niveau 2.

<i>Arnaudiella Grossouvrei</i> H. DOU-	<i>Pycnodonta vesicularis</i> LMK.
VILLÉ.	<i>Pecten Espaillaci</i> D'ORB.
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	<i>Neilthea quadricostata</i> D'ORB.
<i>Terebratella santonensis</i> D'ORB.	— <i>sexangularis</i> D'ORB.
<i>Exogyra Matheroni</i> D'ORB.	

Niveau 3.

<i>Cidaris subvesiculosa</i> D'ORB.	<i>Ostrea vesicularis</i> LMK.
<i>Ananchytes ovalis</i> LMK.	— <i>lalmontiana</i> D'ARCH.
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	— <i>Matheroni</i> D'ORB.
<i>Terebratula Nanclasi</i> COQ.	— <i>laciniata</i> D'ORB.
— <i>coniensis</i> COQ.	<i>Pecten Espaillaci</i> D'ORB.
<i>Terebratella santonensis</i> D'ORB.	<i>Neilthea quadricostata</i> D'ORB.
<i>Crania ignabergensis</i> RETZIUS.	<i>Pleurotomaria Marrotiana</i> D'ORB.
<i>Ostrea frons</i> PARK.	

Le 1^{er} niveau s'observe dans l'exploitation inférieure, les suivants dans la supérieure.

La présence d'*Arnaudiella Grossouvrei* dans le niveau 2 est un fait très intéressant ; ce Foraminifère n'était connu que du Campanien de l'arrondissement de Barbezieux [7]. Au sommet de l'exploitation inférieure, on voit, remaniés et roulés, dans la terre végétale, quelques *Orbitella media* ; à gauche, dans l'exploitation supérieure, on voit un brouillage jaunâtre avec fossiles maestrichtiens remaniés.

Le Cailleau. La falaise E du Cailleau renferme sensiblement les mêmes Lamellibranches que la falaise W ; elle lui est stratigraphique-

ment inférieure et est caractérisée par *Rhynchonella difformis* D'ORB. et *Offaster pilula* DES.

La falaise W présente un beau développement du Campanien supérieur ; c'est un calcaire crayeux, blanc, très fossilifère avec Spongiaires et Bryozoaires ; les principales espèces sont :

<i>Cidaris subvesiculosa</i> D'ORB.	<i>Ostrea talmontiana</i> D'ARCH.
— <i>serrata</i> DESOR.	— <i>Matheroni</i> D'ORB.
<i>Cyphosoma magnificum</i> AG.	— <i>laciniata</i> D'ORB.
— <i>girumnense</i> DESOR.	<i>Pecten Espailiaci</i> D'ORB.
<i>Ananchytes ovatus</i> LMK.	<i>Neithea quadricostata</i> D'ORB.
<i>Micraster Brongniarti</i> HEBERT.	<i>Mytilus Dufrenoyi</i> D'ORB.
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	— <i>reticulatus</i> COQ.
— <i>Eudesi</i> COQ.	<i>Inoceramus Lamarcki</i> BRONGN.
<i>Ostrea frons</i> PARK.	<i>Nautilus Dekayi</i> MORT.
— <i>vesicularis</i> LMK.	

En un point, ce calcaire est surmonté par un brouillage renfermant des blocs de calcaire crayeux, des Bryozoaires et de nombreuses *Orbitella media* ; quelques-uns de ces Foraminifères sont tombés sur le calcaire sous-jacent, de sorte que l'on pourrait croire qu'ils appartiennent à sa faune, ce qui n'est pas : on ne les trouve jamais engagés dans la roche ; c'est peut-être le fait précédent qui, non élucidé, a fait dire dans la légende de la *Carte Géologique* que les couches de Talmont à Orbitoïdes se retrouvent *peut-être* au Cailleau¹. Je crois qu'il faut voir là le résultat du démantèlement du Maestrichtien qui s'étendait beaucoup plus loin que la limite actuelle de sesaffleurements. Sur la plage à l'E de la falaise du Cailleau on trouve à la limite des hautes marées un dépôt très riche en *Orbitoides* roulés, quoique cette plage soit encadrée par des falaises campaniennes qui ne renferment pas ce Foraminifère. Ces faits sont à rapprocher des meulrières à *Orbitoides* de Cozes et Saint-André de Sidon.

Didonne. A 2 km. de Didonne environ, sur la route de Cozes, à gauche un petit escarpement de calcaire blanc m'a fourni :

<i>Cidaris subvesiculosa</i> LMK.	<i>Mytilus Dufrenoyi</i> D'ORB.
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	<i>Isocardia</i> sp.
<i>Terebratula coniacensis</i> COQ.	<i>Arca</i> sp.
<i>Crania ignabergensis</i> RETZIUS.	<i>Pleurotomaria Marrotiana</i> D'ORB.
<i>Ostrea vesicularis</i> LMK.	<i>Nautilus Dekayi</i> MORT.

et des restes de Poissons : dents d'*Oxyrhina angustidens* REUSS.

En revenant vers Didonne, à 300 m. du point précédent, des travaux de terrassement m'ont permis de voir en 1912 un niveau supérieur avec Bryozoaires, *Ostrea vesicularis* LMK. et Échinides extrêmement déformés et écrasés : *Ananchytes ovalus* LMK., *Micraster Brongniarti* HEBERT.

1. Nous avons vu plus haut qu'aux Monards il y a également des *Orbitoides* remaniés. Il y a là une source d'erreurs qu'il faut signaler : il importe de n'utiliser que les Foraminifères extraits de la roche en place.

Bernon. Le calcaire campanien a autrefois été exploité à Bernon pour la fabrication du ciment ; c'est un calcaire marneux blanc, avec silex bleuâtres ou roussâtres ; à la base, ce calcaire est moins fissile qu'au sommet.

A la base, j'ai recueilli :

<i>Lepidorbitoides</i> aff. <i>socialis</i> LEY-	<i>Ostrea Matheroni</i> D'ORB.
MERIE.	— <i>laciniata</i> D'ORB.
Bryozoaires.	<i>Pecten Espaillaci</i> D'ORB.
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	<i>Neithea sexangularis</i> D'ORB.
<i>Terebratula contiacensis</i> COQ.	<i>Inoceramus Lamarcki</i> BROGN.
<i>Ostrea vesicularis</i> LMK.	

Le sommet est caractérisé par *Ananchytes ovalus* LMK., *Micraster Brongniarti* HÉBERT, *Ostrea vesicularis* LMK., *O. Matheroni* D'ORB., *Lima maxima* D'ARCH., *Nautilus Dekayi* MORT.

Les couches de base sont identiques à celle de Didonne inférieures, et celle du sommet à celles de Didonne à Échinides écrasés.

J'attire tout particulièrement l'attention sur la présence d'un *Lépidorbitoides* dans les couches de base ¹.

Taupigne. A 2 km. 5 environ à l'E de Royan, on voit à flanc de coteau près du hameau de Taupigne, à quelque distance au-dessous de la maison dite « Sous Tout Vent », une ancienne exploitation qui montre la coupe suivante de haut en bas :

3. Calcaire gélif blanc avec rognons siliceux, identique à 1 comme faciès, avec *Ostrea vesicularis* LMK., *Pecten Espaillaci* D'ORB., *Neithea quadricostata* D'ORB., *Trigonia echinata* D'ORB., passant au suivant.

— 2. Marne, ou plutôt calcaire très marneux, d'un blanc grisâtre (0 m. 60) : *Cidaris subvesiculosa* D'ORB., Bryozoaires, *Rhynchonella difformis* D'ORB., *Terebratella santonenensis* D'ORB., *Crania ignabergensis* RETZIUS, *Ostrea vesicularis* LMK., *Pecten Espaillaci* D'ORB., *Lima Marrotiana* D'ORB.

— 1. Calcaire crayeux blanc, tachant les doigts, avec endurecissements siliceux passant à des silex roux ayant tendance à former des bancs continus : *Cidaris subvesiculosa* D'ORB., *C. serrata* DESOR., *Rhynchonella difformis* D'ORB., *Ostrea vesicularis* LMK., *O. Matheroni* D'ORB., *Pecten Espaillaci* D'ORB., *Neithea quadricostata* D'ORB., *N. sexangularis* D'ORB., *Inoceramus Lamarcki* BROGN.

A peu de distance, à une altitude supérieure, en bordure et à gauche de la route, qui de la route nationale va au hameau de Taupigne, quelques mètres plus loin que la maison « Sous Tout Vent » (point marqué sur la *Carte Géologique* comme exploitation de calcaire marneux), on voit un calcaire très marneux, passant à une véritable marne d'un blanc grisâtre à la base, d'un blanc pur au sommet,

1. Je n'ai pu trouver qu'un unique échantillon en excellent état. H. Douvillé pense qu'il doit être rapproché de *L. socialis*, et qu'il ne doit pas être sacrifié pour faire une coupe.

avec silex roussâtres et rognons siliceux riches en fossiles à leur surface. On peut recueillir :

Cidaris serrata DESOR., *Cyphosoma* sp. (radiole), *Pentacrinus* sp., Bryozoaires, *Rhynchonella difformis* D'ORB., *Waldheimia Clementi* COQ., *Terebratella santonensis* D'ORB., *Ostrea vesicularis* LMK., *O. Matheroni* D'ORB., *Pecten Espailiaci* D'ORB.

Limite du Campanien et du Maestrichtien.

En deux points seulement, à la falaise de Deau ou de Port-Marant, et à Talmont, s'observe le contact des deux étages, ou plus exactement le passage de l'un à l'autre.

Port-Marant. Arnaud [4] a considéré cette falaise comme étant entièrement constituée par des couches de passage du Campanien au Maestrichtien. Sur la *Carte Géologique (feuille de Saintes)*, cet affleurement est indiqué comme entièrement campanien. Ces deux opinions ne correspondent pas à la réalité; voici en effet ce que l'on voit en ce point, qui au point de vue du Crétacé est le plus intéressant de la région : à la base, un calcaire riche en Spongiaires siliceux et en Bryozoaires renferme : *Cidaris subvesiculosa* D'ORB., *Cyphosoma magnificum* AG., *C. girumnense* DESOR., *Ananchytes oratus* LMK., *Micraster Brongniarti* HÉBERT, *Terebratella santonensis* D'ORB., *Ostrea frons* PARK., *O. vesicularis* LMK., *O. Matheroni* D'ORB., *Pecten Espailiaci* D'ORB., *Neithea sexangularis* D'ORB., *Mytilus Dufrenoyi* D'ORB., *Lima maxima* D'ARCH. Cette couche est du Campanien supérieur absolument typique.

Au-dessus vient un calcaire blanc assez dur, un peu marneux par places, très fossilifère; *Orbitella media* D'ARCH. (rare)¹, *Cidaris subvesiculosa* D'ORB., *Cyphosoma magnificum* AG., *C. girumnense* DESOR., *Rhynchonella Eudesi* COQUAND, *Crania ignahergensis* RETZIUS, *Ostrea vesicularis* LMK., *Pecten Espailiaci* D'ORB., *Neithea quadricostata* D'ORB., *Mytilus Dufrenoyi* D'ORB.

Ce niveau renferme encore des espèces campaniennes, mais l'apparition d'*Orbitoides media* qui est un événement extrêmement important en fait du Maestrichtien; c'est la couche la plus inférieure de cet étage. Arnaud a d'abord placé dans le Dordonnien des couches analogues [5], puis il est revenu sur son opinion et les a placées dans le Campanien supérieur [5, p. 95]; avec H. Douvillé [8], il y a lieu de revenir à la première manière de voir.

La couche précédente supporte un calcaire gélif blanc tachant les doigts. Toutes les assises de Deau plongent régulièrement vers le NW.

Au point de vue cartographique, l'affleurement de Deau doit être figuré comme Maestrichtien, avec une très étroite bordure campanienne à sa partie orientale.

1. Une dizaine d'individus seulement recueillis en deux visites.

On peut donc dire qu'il y a passage insensible du Campanien au Maestrichtien, tant par les faciès que par les faunes : en effet, le Campanien supérieur n'a pas le faciès franc de son étage, et le Maestrichtien inférieur a un faciès qui se rapproche du Campanien.

Talmont. Quoique renfermant encore, surtout vers la base, des espèces campaniennes telles que *Crania ignabergensis* D'ORB., et *Rhynchonella Eudesi* COQUAND, la falaise W de Talmont est maestrichtienne; à la base, *Orbitella media* D'ARCH. est assez rare, mais plus haut cette espèce devient très abondante.

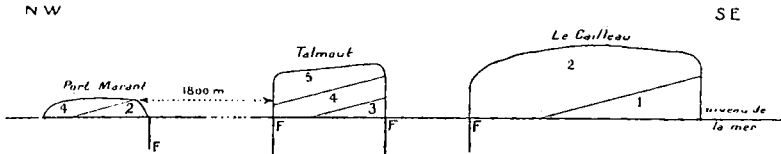


FIG. 1. — COUPE SCHÉMATISÉE DES FALAISES DE PORT-MARANT AU CAILLEAU.

- 1, Calcaire crayeux à *Offaster pitula* (Campanien); 2, Couches à *Ananchytes ova tus* et *Micraster Brongniartii* (Campanien); 3, Calcaire à *Terebratella santonensis* (Campanien); 4, Couches à rares *Orbitoides media* et *Crania ignabergensis* (Maestrichtien le plus inférieur); 5, Couches à *Orbitoides media* (Maestrichtien). F, failles supposées.

La falaise E montre à sa base un calcaire qui semble dépourvu d'*Orbitella media* et renferme encore *Rhynchonella Eudesi* Coq. et *Terebratella santonensis* D'ORB. Il doit être un petit peu plus bas que le calcaire à rares *Orbitella* de Deau et représenter du Campanien tout à fait supérieur, ou plutôt une couche de passage entre le Campanien et le Maestrichtien.

Environs immédiats de Royan. Le passage du Campanien au Maestrichtien est pour ainsi dire insaisissable dans les terres autour de Royan, et on n'y observe pas de couches analogues à celles de Deau et de Talmont : en un point donné, on se trouve sur du Maestrichtien franc, et plus loin sur du Campanien franc, sans avoir pu saisir où se faisait le passage de l'un à l'autre.

Entre Royan et le hameau de Taupigne, on peut faire les observations suivantes : vers le haut de la rue de la Triloterie, en 1913, lors des travaux entrepris pour réunir cette rue à la route de Royan à Cozes, j'ai recueilli de très beaux échantillons de *Clypeolampas Leskei* GOLDF., *Lapeirousia crateriformis* DESM., *Sphaerulites Hoeninghausi* DESM. ; actuellement, on ne voit plus en ce point que du calcaire crayeux blanc avec nombreuses *Orbitella media*. C'est du Maestrichtien inférieur absolument typique, omis sur la *feuille de Saintes* qui n'indique que du Campanien au contact du sable des dunes. Ce Maestrichtien inférieur est là à une altitude beaucoup plus élevée qu'aux falaises de Vallières ; si l'on remarque qu'à Vallières les couches sont sensiblement horizontales, on peut conclure à un relèvement

assez brusque de ces couches vers le N et le NE, hypothèse corroborée par le fait que dans ces directions, le Campanien apparaît aux environs immédiats de Royan. Mais ces faits peuvent aussi être expliqués par l'existence d'une faille longitudinale NW-SE, ce qui cadrerait même mieux avec la faible inclinaison du Campanien en arrière de Royan.

Si de la rue de la Triloterie on suit la route vers Cozes jusqu'au premier chemin à gauche, on voit dans le talus gauche de ce chemin, un calcaire crayeux blanc, tachant les doigts, à faciès campanien à débris d'Astérides, *Ostrea vesicularis* et *Neithea quadricostata* qui surmonte un calcaire marneux d'aspect campanien, mais renfermant *Orbitella media*; c'est du Maestrichtien très inférieur qui semble pouvoir être parallélisé avec le calcaire gélif qui à Deau surmonte la première assise maestrichtienne.

Le même niveau avec le même aspect se voit dans le talus droit de la route qui de Saint-Georges de Didonne rejoint la route de Didonne à Meschers : *Orbitella media* y est assez rare (point indiqué comme campanien sur la *feuille de Saintes*).

En bordure de la route de Didonne à Meschers, à gauche avant d'arriver au hameau de Serres, d'anciennes exploitations montrent un calcaire marneux d'aspect campanien avec Bryozoaires et *Cidaris serrata* Desor., *Cyphosoma* sp. (radiole), *Crania ignabergensis* Retzius, *Ostrea vesicularis* Lmk. J'ai recueilli aussi sur les déblais, quelques *Orbitella media* dont je ne puis faire état. Mais ces couches sont certainement très près de la limite des deux étages.

Le lambeau de Maestrichtien typique figuré sur la *Carte Géologique* au S du hameau du Chantier est beaucoup plus étendu que ne l'indique cette carte : au hameau même, une mare-abreuvoir est creusée dans des calcaires maestrichtiens typiques, assez durs et ne tachant pas les doigts, avec très nombreux *Orbitella media*, Bryozoaires et *Ostrea vesicularis*. Au S du hameau, les champs montrent d'innombrables fragments de la même roche, et en plus d'*Orbitella media* qui abonde, on trouve : *Hemiasper royanus* Desor, *Ostrea vesicularis* Lmk., *Pecten Espallaci* d'Orb., *Neithea quadricostata* d'Orb., *Arca tumida* d'Orb.

Dans la cour arrière d'une ferme de ce hameau, un petit abreuvoir montre un calcaire crayeux avec *Orbitella media* assez rare. Immédiatement au N, les terres labourées montrent de très nombreuses *Orbitella media* à l'état libre, mais le sous-sol est certainement du Campanien supérieur, ainsi qu'en attestent des fragments de calcaire et les silex habituels à cet étage. Les *Orbitella* sont libérées par démantèlement du Maestrichtien; on trouve aussi de nombreux fragments de grès éocènes.

À gauche de la route de Royan à Saint-Augustin, à un peu plus de 2 km. de la bifurcation de la route de Vaux, se voit un calcaire marneux grisâtre, passant au sommet à une marne blanche sableuse avec nombreux gros silex branchus couverts de fossiles à leur surface; la

marne est elle-même fossilifère : Bryozoaires, *Rhynchonella Eudesi* Coq., *Ostrea vesicularis* LMK., *Lima Marrotiana* D'ORB. Au-dessus, sur 0 m. 20 environ, on voit un calcaire crayeux-blanc, à aspect campanien ; une *Orbilella media* m'a semblé en place dans ce calcaire, mais il faut être prudent, car la terre végétale sus-jacente en renferme à l'état remanié. Le calcaire de l'extrême sommet est peut-être du Maestrichtien inférieur, mais tout le reste est campanien.

Maestrichtien.

Les falaises maestrichtiennes de Meschers à la Grande-Côte ayant été très bien décrites par Arnaud, je me contenterai de préciser quelques points.

Vallières. Dans la partie des falaises qui avoisine la Grande Conche, il existe deux bancs à *Ostrea vesicularis*, l'un un peu au-dessus de la base, l'autre vers la seconde moitié. *Sphaerulites Hoeninghausi* DESM., se trouve dans toute la falaise, y compris dans les bancs d'Huîtres. *Clypeolampas Leskei* GOLDF., *Lapeirousia crateriformis* DESM., *Hippurites Espaillaci* D'ORB. caractérisent le Maestrichtien inférieur.

Le Maestrichtien moyen s'observe bien au voisinage du tir et sous le restaurant Manem ; c'est un calcaire souvent jaunâtre, quelquefois un peu marneux, très fissuré ; c'est le gisement principal de *Baculites anceps* LMK., et des Gastropodes, très rares partout ailleurs à Royan : *Turbo royanus* D'ORB., *Pleurotomaria royanensis* D'ORB., *Avellana royanensis* D'ORB., *Nerinea Espaillaciana* D'ORB.

Plus loin, la partie supérieure de la falaise est occupée par des couches où pullule *Ostrea vesicularis*, qui ont 3 m. d'épaisseur, et qui sont en partie un équivalent latéral des précédentes.

En continuant vers le phare, à la hauteur d'un grand puits naturel, existe vers le sommet un calcaire marno-sableux d'une couleur rosée due à des veinules rubéfiées ; on y trouve *Orthopsis miliaris* COTT., *Mytilus Dufrenoyi* D'ORB., *Baculites anceps* LMK.

N de Pontailiac. Au voisinage du hameau du Mouilleron, on peut voir à la base un Maestrichtien très inférieur, sous forme de calcaire blanc à aspect campanien, sans Rudistes, avec rares *Orbitella media*, *Ostrea vesicularis*, *O. Matheroni*.

Un niveau un peu supérieur, mais toujours d'aspect campanien, se voit en descendant sur Vaux : les *Orbilella media* y sont très fréquentes.

Enfin, le Maestrichtien typique avec Rudistes s'observe au Mouilleron même et dans une exploitation à 1 km. au NW de Pontailiac.

En quelques points au N de Royan on observe un calcaire sableux jaunâtre certainement maestrichtien.

Falaises au NW de Royan. Au NW de Royan, ce sont les calcaires noduleux qui dominent ; ils sont assez durs et beaucoup moins riches en fossiles que les falaises de Meschers, Suzac, Vallières.

A Terre-Nègre, le Maestrichtien se termine par un calcaire compact d'un blanc grisâtre, à cassure presque esquilleuse; on n'y rencontre guère que des Polypiers et des moules de Mollusques. Ce calcaire passe latéralement à un calcaire moins compact à *Orbitella media* et Bryozoaires qui forme des poches de peu d'étendue.

C'est ce calcaire compact très arasé, ainsi que l'a signalé H. Douvillé [8] qui supporte le Lutétien.

Au voisinage du puits de Lauture, on voit de haut en bas la succession suivante :

5. Calcaire noduleux dur avec places plus tendres.
4. Banc (0 m. 20 à 0 m. 50) de calcaire compact d'un blanc grisâtre.
3. Calcaire noduleux comme 5.
2. Banc de calcaire compact.
1. Calcaire noduleux.

Les calcaires noduleux renferment *Orbitella media* D'ARCH., des Bryozoaires, *Ostrea vesicularis* LAM. (assez rare), des Rudistes (*Sphaerulites Hoeninghausi*), de nombreux moules de Mollusques (*Trigonia*, *Meretrix*) et aussi des Polypiers, notamment des *Cyclolites*.

Les calcaires compacts ne contiennent pas *Orbitella media*, mais sont assez riches en Polypiers (*Cyclolites* entre autres) et en moules de Mollusques.

A la Grande-Côte, c'est un calcaire dur à *Ostrea vesicularis* qui s'enfonce sous le sable des dunes.

II. RÉSULTATS GÉNÉRAUX.

Comparaison du Campanien et du Maestrichtien. Au point de vue des faciès, le Campanien et le Maestrichtien de la Charente-Inférieure sont très différents; en effet, sauf en ce qui concerne les couches de passage, on les reconnaît au premier coup d'œil; le premier de ces étages est constitué à peu près entièrement par des calcaires marneux ou des calcaires crayeux très blancs et tachant les doigts, le second par des calcaires beaucoup plus durs souvent jaunâtres. Il n'y a qu'à la base du Maestrichtien que l'on rencontre des calcaires crayeux d'aspect campanien: c'est aussi au point de vue de la faune, une zone transitoire, où *Orbitella media* est rare et où les Rudistes font en général défaut.

Les falaises campaniennes présentent un aspect tout différent des falaises maestrichtiennes; elles sont beaucoup plus blanches et beaucoup plus abruptes; cette différence se traduit aussi dans la forme du sol, et les dômes campaniens, souvent dénudés et arides, très caractéristiques surtout aux environs de Saint-Seurin d'Uzet, se reconnaissent au premier coup d'œil.

En ce qui concerne les faunes, le Campanien est essentiellement caractérisé par ses Spongiaires siliceux, par les genres *Ananchytes* et *Micraster* parmi les Échinides, par l'abondance au moins en individus des Brachiopodes, par l'absence des Rudistes, sauf tout à fait au sommet.

Le Maestrichtien est caractérisé par *Orbitella media*, par l'extrême abondance des Bryozoaires, par ses nombreux Rudistes, par la très grande rareté des Brachiopodes : je n'y ai rencontré que deux exemplaires de *Waldheimia Clementi* Coq. (Vallières).

Enfin, un fait général pour ces deux étages est l'excessive rareté des Ammonoidés ; à part *Baculites anceps* qui est assez commun en certains points (Vallières, Suzac) dans le Maestrichtien, je n'ai trouvé qu'un unique exemplaire de *Pachydiscus* sp. à Vallières.

Les données qui précèdent ne s'appliquent bien entendu qu'à la région de Royan.

La différence entre les faunes campanienne et maestrichtienne a été attribuée par H. Douvillé à des variations dans la profondeur de la mer ; mais on ne peut s'empêcher de remarquer que la faune campanienne renferme un certain nombre d'espèces septentrionales, tandis que la seconde est une faune nettement méridionale ; il y a donc lieu d'envisager également que pendant le Campanien les communications étaient faciles avec le Nord, tandis que pendant le Maestrichtien elles se faisaient surtout avec les régions méditerranéennes.

Répartition stratigraphique des Foraminifères, Échinides et Brachiopodes. La découverte de Foraminifères dans le Campanien de la région que nous étudions permet d'établir quelques zones dans le Crétacé supérieur :

MAESTRICHTIEN MOYEN : *Orbitella media* D'ARCH., *Pseudorbitolina Marthae* DOUVILLÉ, *Siderolites Vidali* DOUVILLÉ.

MAESTRICHTIEN INFÉRIEUR : *Orbitella media* D'ARCH.

CAMPANIEN SUPÉRIEUR : *Lepidorbitoides* aff. *socialis* LEYMERIE.
(base)

CAMPANIEN MOYEN : *Arnaudiella Grossourei* DOUVILLÉ.

Lepidorbitoides socialis est une espèce maestrichtienne de Gensac, inconnue dans les Charentes ; l'unique échantillon du Campanien de Bernon lui ressemble extrêmement ; c'est probablement une forme nouvelle, ancêtre de *L. socialis*, mais qui ne peut être décrite sur un échantillon.

Le Maestrichtien supérieur à *Orbitoides apiculata* n'existe pas dans la région :

En ce qui concerne la répartition stratigraphique des Échinides dans le Crétacé supérieur des environs de Royan, seuls les faits suivants me semblent bien établis : *Micraster laxoporus* D'ORB. caractérise le Campanien inférieur et moyen ; *Ananchytes ovatus* LMK. et *Micraster Brongniarti* HÉBERT, le Campanien supérieur ; *Clypeolampas Leskei* le Maestrichtien inférieur.

Il existe un grand nombre d'Échinides particuliers soit au Campanien, soit au Maestrichtien, mais dans chacun de ces étages, ils ne sont pas fidèles à un niveau donné.

La répartition stratigraphique des Brachiopodes dans les étages et la région qui nous occupent, est résumée dans le tableau suivant :

	CAMPANIEN			MAESTRICHTIEN	
	infér ^r	moyen	supér ^r	infér ^r	moyen
<i>Rhynchonella difformis</i> D'ORB.	→				
— <i>globata</i> ARNAUD.	→				
— <i>Eudesi</i> COQ.		→			
<i>Terebratula coniacensis</i> COQ.	→				
— <i>Nanclasi</i> COQ.	→				
<i>Waldheimia Clementi</i> COQ.			→		
<i>Terebratella santonensis</i> D'ORB.	→				
<i>Crania ignabergensis</i> RETZIUS.	→				

Parmi ces espèces, certaines, telles que *Terebratula coniacensis* et *T. Nanclasi*, débutent dans le Coniacien.

Si l'on examine les affinités de ces Brachiopodes, on voit que *Rhynchonella Eudesi*, *Terebratula coniacensis*, *T. Nanclasi*, sont des espèces méridionales qui se retrouvent jusqu'aux environs de Constantine. D'autres semblent spéciales au SW : *Rhynchonella difformis*, *R. globata*, *Waldheimia Clementi*, *Terebratella santonensis*. Enfin, *Crania ignabergensis* est une espèce septentrionale qui existe dans le bassin de Paris, en Angleterre, en Suède ; dans les régions septentrionales, elle a d'ailleurs vécu plus longtemps que dans les Charentes.

III. TECTONIQUE.

Les assises crétacées de l'embouchure de la Gironde sont affectées d'un pendage régulier vers le SW, bien visible notamment dans les falaises qui bordent la plage de Pontailiac.

Un certain nombre d'ondulations perpendiculaires à cette direction affectent ces couches. La plus remarquable est la dépression synclinale de Saint-Palais dans laquelle ont été conservés les terrains tertiaires; je ne crois pas qu'il y ait là une faille ainsi que le pensait H. Arnaud [5], car aussi bien à Terre-Nègre qu'à Saint-Palais, le Lutétien repose sur du Maestrichtien qui sans fracture immédiate est en continuité avec les falaises du NW et du SE.

Mais il est certain que les fractures sont très nombreuses. Entre la falaise de Port-Marant et celle du Cailleau, il en existe certainement quatre : en effet, à Port-Marant on voit des couches campaniennes à *Ananchytes ovatus* qui ne sont que très peu supérieures à celles de la falaise W du Cailleau; l'inclinaison régulière des couches vers le NW ne permet pas d'admettre que Port-Marant représente un anticlinal.

BIBLIOGRAPHIE

1. D'ARCHIAC. Mémoire sur la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. Géol. de France*, 1^{re} série, t. II, 7, p. 157-192, pl. XI-XIII, 1836.
2. H. COQUAND. Notice sur la formation crétacée du département de la Charente. *B.S.G.F.*, (2) XIV, p. 55-98, 1856.
3. Id. Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente, 2 vol. in-8°, 542+420 p., Besançon, 1858; Marseille, 1860.
4. H. ARNAUD. Profil géologique des falaises crétacées de la Gironde. Étude comparative sur le Dordonien. *Actes Soc. Lin. Bordeaux*, t. XXX, 22 p., 1 pl., 1876.
5. Id. Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. Géol. de France*, 2^e série, t. X, 4, 106 p., 8 pl., 1877.
6. E. BELTREMIEUX. Faune fossile de la Charente-Inférieure. *Acad. Belles-Lettres, Sc. et Arts de la Rochelle*, 101 p., 1884.
- 6 bis. A. DE GROSSOUVRE. Recherches sur la Craie supérieure, *Mém. Carte Géol. France*, 1901.
7. H. DOUVILLÉ. Évolution et enchaînement des Foraminifères. *B.S.G.F.*, (4) VI, p. 588-602, 1906.
8. Id. La Craie et le Tertiaire des environs de Royan. *B.S.G.F.*, (4) X, p. 51-65, 1910.
9. Id. Revision des Orbitoïdes. Première partie : Orbitoïdes crétacés et genre *Omphalocyclus*. *B.S.G.F.*, (4) XX, p. 209, 1920.

SUR QUELQUES PÉLÉCYPODES DU JURASSIQUE FRANÇAIS¹PAR **Maurice Cossmann** †.

PLANCHES XXI-XXII.

Ce travail a été trouvé dans les papiers laissés par notre regretté confrère, il était entièrement terminé et les planches faites ; il comporte la description d'une vingtaine de Pélécy-podes jurassiques, nouveaux ou mal connus, recueillis par M. MAIRE à Gray et par M. THIÉRY, dans diverses localités ; il fait suite à huit petits Mémoires², sur le même sujet, publiés par l'association française, avec examen critique de plus de cent espèces. G.-F. DOLLFUS.

Perna acuta MAIRE in sch.

Pl. XXII, FIG. 25.

Test assez mince et fragile. Taille grande ; forme pinnoïdale, c'est-à-dire pointue vers l'extrémité buccalè et largement développée en ovale sur le contour palléal ; bord cardinal rectiligne, faisant avec le contour buccal un angle aigu de 15° environ, puis ce contour est un peu excavé et enfin obliquement rectiligne et il se raccorde graduellement avec la courbe du contour palléal ; la transition subanguleuse est plus nette, du côté opposé, à l'intersection du bord cardinal et du contour anal. Oreillette antérieure atrophiée, sans aucune saillie. Charnière ligamentaire comportant une quinzaine de crénelures rectangulaires et aplaties, séparées par des fossettes presque moitié plus étroites ; un petit rebord étroit accompagne le contour buccal à l'intérieur, il s'épaissit en avant, en deçà de sa soudure avec le bord cardinal. Surface lisse.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 80 mm. ; diamètre umbono-palléal : 50 mm. ; épaisseur d'une valve : 8 à 10 mm.

Rapports et différences. De Lorient n'a décrit et fait figurer, dans le Rauracien du Jura bernois, que *Perna rhombus* ETALLON qui est une espèce beaucoup moins aiguë et plus courte que *P. acuta*, avec des stries concentriques sur la valve droite ; c'est donc avec raison que M. Maire a attribué un nom nouveau à la coquille de la Haute-Saône. Le Kimmérien de Valfin a fourni *P. tetragona* ETALLON, espèce beaucoup plus courte encore, en éventail, avec un contour buccal très

1. Note présentée à la séance du 1^{er} décembre 1924.

2. Ces Mémoires sont maintenant en vente à la Société géologique de France, comprenant :

1^{re} série 1903-1915, (I à VI) 19 planches..... 35 fr.
2^e — 1921-1922, 2 parties, 4 pl..... 10 fr.

excavé, et dont la surface est ornée de rides écartées sur-la valve gauche, seule figurée. Dans son Prodrôme, d'Orbigny signale — à l'étage corallien — *P. corallina* (II, p. 21, n° 347) avec cette brève diagnose « grande espèce voisine de *P. mytiloides*, mais plus courte, à fossettes plus larges » — ce qui ne paraît guère s'appliquer à notre coquille; enfin je possède, du gisement séquanien de Cordebugles, une Perne large qui n'a aucune analogie avec le fossile rauracien que je viens de décrire ci-dessus et dont — je le répète — la forme de *Pinna* est assez exceptionnelle pour le Genre *Perna*.

Localité. Écuelle (Haute-Saône).

***Modiola longaeva* [CONTEJEAN].**

Pl. XXII, FIG. 20-21.

1859. *Mytilus longævus* CONTEJEAN Kimm., Montbel., p. 299, pl. XIX, fig. 4.
 1862. — THURM. ET AL. *Leth. brunt.*, p. 224, pl. XXIX, fig. 9.
 1891. *Modiola longaeva* DE LOR. Corall. Jura bern., p. 290, pl. XXXI, fig. 7.

Peu rare dans le gisement d'Écuelle, aux environs de Gray, cette espèce reproduit très fidèlement la galbe des figures de la Monographie de de Loriol. Cet auteur l'a décrite en détail, mais il ne l'a comparée à aucune autre forme rauracienne. Elle rappelle plutôt celles du Jurassique inférieur mais elle est moins bombée.

Localité. Écuelle (Haute-Saône), cinq individus (Pl. XXII, fig. 20-21), coll. Maire. RAURACIEN supérieur.

***Parallelodon censorediense* COTTEAU.**

1855. *Arca censorediense* COTT. Et. moll. foss. Yonne, p. 85.
 1858. — LEYM. Stat. géol. Yonne, p. 684.
 1891. *A. (Barb.) censorediense* DE LOR. Corall. Jura bern., p. 279, pl. XXX, fig. 13-14.

Les deux spécimens d'Écuelle que je fais reproduire ressemblent intimement aux figures de l'ouvrage de de Loriol; mais l'un d'eux montre une charnière avec de larges dents pointues parallèles au bord cardinal, de sorte qu'il n'est pas possible de classer cette coquille dans le Genre *Barbatia*: c'est probablement un *Parallelodon*.

Localité. Écuelle (Haute-Saône). Plesiotypes (Pl. XXII, fig. 22-24) coll. Maire. RAURACIEN supér.

***Barbatia ? cf. terebrans* [BUVIGNIER].**

Pl. XXII, FIG 5.

1852. *Arca terebrans* BUV. Atlas stat. Géol. Meuse, p. 20, pl. XVI, fig. 4-6.

Test peu épais. Taille assez petite; forme déprimée, peu convexe, longuement elliptique, très inéquilatérale; côté antérieur court, atténué; côté postérieur ovale-allongé; bord palléal peu arqué, se rac-

cordant par des arcs très inégaux avec les contours latéraux; crochet obtus, non proéminent, situé aux cinq septièmes de la longueur de la valve, du côté antérieur; bord buccal faiblement excavé, bord supéro-postérieur un peu déclive, très peu convexe jusqu'à la courbe de raccordement avec le contour anal.

Surface dorsale médiocrement bombée, comprimée et même légèrement excavée sur une étroite zone anale contre bord supéro-postérieur; pas d'arête décurrente qui limite cette région; ornementation très régulièrement treillissée par de nombreuses et fines lignes rayonnantes que croisent des lames d'accroissement assez écartées, avec de très fines aspérités à leur intersection.

Charnière et commissure non dégagées.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 14 mm.; diamètre umbono-palléal : 8 mm.; épaisseur d'une valve : 4 mm.

Rapports et différences. Il n'est pas bien certain que cette espèce soit une *Arcidæ*, car on n'en a examiné la charnière ni sur le type de Douaumont qui est bivalvé, ni sur notre plésiotype de la Haute-Saône qui a les contours frustes; ce dernier spécimen correspond bien aux dimensions indiquées par Buvignier, et même l'ornementation, assez espacée — qu'indique la figure originale — paraît bien conforme à celle que j'ai détaillée ci-dessus, en tenant compte de l'usure du test. Eu égard à l'habitat de cette coquille dans les Polypiers (la loge creusée par l'animal est figurée en pointillé), il est légitime de penser qu'il s'agit plutôt d'une Cypricarde coralliophile que d'une *Barbatia* byssifère, l'aspect de l'ornementation elle-même concorderait mieux avec cette détermination générale. Cependant, comme je ne possède aucune donnée certaine, en dehors de ces suggestions empiriques, qui me permette d'éliminer l'espèce du Genre — ou plutôt de la Famille — dans lequel elle a été placée par l'auteur, je le conserve provisoirement parmi les *Arcidæ*.

Localité. Écuelle (Haute-Saône); plésiotype, valve droite (Pl. XXII, fig. 5), coll. Maire. — RAURACIEN.

Pectunculus (Axinæa) oolithicus [BUVIGNIER].

Pl. XXII, FIG. 4.

1842. *Pectunculus oolithicus* Buv. Stat. Géol. Ardennes, pl. IV, fig. 6.

1843 — d'ARCH. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, V, pl. XXVII, fig. 6.

1850. *Limopsis oolithica* D'ORB., Prodr. I, p. 310, 41^e ét., n^o 257*.

Test assez épais et solide. Taille petite; forme orbiculaire, assez convexe, non tronquée à l'arrière, presque équilatérale; côté postérieur un peu plus large et moins arrondi que le côté antérieur; crochets gonflés, opposés, situés à peu près dans l'axe des valves. Bord cardinal rectiligne — ou peu s'en faut — s'étendant sur la moitié environ de la largeur de la coquille; il n'existe sous le crochet aucune

trace d'une fossette ligamentaire, si l'on fait abstraction de la cicatrice qu'a pu laisser un grain d'oolithe; le plateau cardinal assez large, inférieurement limité par un arc à petite corde, portant deux séries de dents qui se rejoignent sous le crochet, probablement au nombre de cinq ou six de part et d'autre de l'axe, disposées symétriquement en éventail. Surface dorsale régulièrement bombée, sans dépression anale, entièrement lisse dans toute son étendue.

Dimensions. Diamètres : 6 mm. ; épaisseur d'une valve : 2 mm. ; certains échantillons atteignent le double de ces dimensions.

Rapports et différences. Je n'ai pas compris dans mes références synonymiques celle de l'ouvrage de Morris et Lycett (1853. Moll. Gr. ool., II, p. 54, pl. v, fig. 16), dans laquelle ces deux auteurs citent, — avec des points de doute — *Pectunculus minimus* et *P. oblongus* Sow., attendu que, d'après les figures du « Mineral Conchology » (pl. CDLXXII, fig. 5 et 6), aussi bien que d'après celle de Morris et Lycett, la coquille d'Ancliff est tronquée à l'arrière, plus large que haute, avec un contour anal presque rectiligne, et son plateau cardinal est limité — au-dessus de la cavité umbonale — par un angle de 120° au lieu d'un arc de cercle. En tous cas, sur aucune de ces figures — pas plus que sur nos échantillons de Normandie, de l'Aisne et de la Haute-Marne — on n'observe de fossette ligamentaire : il faut donc admettre que *P. oolithicus* n'est pas une *Limopsis* comme le pensait d'Orbigny; je ne crois pas d'ailleurs que ce dernier Genre ait apparu à l'époque jurassique, car les autres espèces — figurées par Buvignier dans les couches supérieures — sont également des formes dépourvues de fossette sous le crochet; ce qui confirme ma manière de voir, c'est que les dents sériales ne sont pas dissymétriques comme chez les vraies *Limopsis*, avec une interruption bien nette sous le crochet, à l'intersection des deux séries. Chez *Stalagminum*, l'une des deux séries déborde sur l'autre : on doit en conclure que le *G. Pectunculus* a débuté à la base des terrains jurassiques par des espèces de petite taille, axinéiformes, c'est-à-dire dépourvues de côtes externes et presque sans aréa chevronnée sous le crochet.

Pectunculus (Axinæa) oblongus SOWERBY.

PL. XXI, FIG. 21-22.

1824. *Pectunculus oblongus* Sow. Miner. Conch., V, p. 114, pl. CDLXXII, fig. 6.

1850. *Limopsis oblonga* D'ORB. Prodr., I, p. 310, 11° ét., n° 256.

1853. *Limopsis oolithicus* MORR. et LYC., II, p. 54, pl. v, fig. 16 (non Buv. an var. ?).

1824. *Pectunculus minimus* Sow. Miner. Conch., V, p. 114, pl. CDLXXII, fig. 5.

1850. *Limopsis minima* D'ORB. Prodr. I, p. 310, 11° ét., n° 258.

Taille petite; forme subtrapézoïdale, transverse, obliquement tronquée sur le contour anal, plus arrondie sur le contour buccal; bord palléal médiocrement convexe, se raccordant en avant dans le prolongement du contour buccal, faisant en arrière un angle arrondi de 100°

avec la troncature anale; crochets un peu gonflés, opposés, situés à peu près dans l'axe médian des valves. Surface dorsale régulièrement bombée, lisse, séparée de l'aire anale par un angle décurrent, un peu curviligne; entre cet angle et le bord postéro-cardinal, il y a une portion excavée et lisse. Quant au bord cardinal, il n'est pas tout à fait rectiligne, mais légèrement infléchi de part et d'autre du crochet; aire ligamentaire extrêmement étroite, de sorte que l'on n'y distingue pas de chevrons. Dents sériales assez nombreuses, arquées, se rejoignant sous le crochet, posées en éventail sur un large plateau dont le contour inférieur et anguleusement échancré au-dessus de la cavité umbonale.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur: 10 mm.; diamètre umbonopalléal: 7,5 mm.; épaisseur d'une valve: 3,5 mm.

Rapports et différences. J'ai indiqué ci-dessus pour quels motifs il y a lieu de séparer *P. oolithicus* des deux coquilles bathoniennes d'Angleterre que Sowerby a nommées *P. minimus* et *P. oblongus*; celles-ci ont une troncature anale et une forme transverse subtrapézoïdale qui n'ont aucune analogie avec le galbe arrondi de *P. oolithicus*; il y a encore d'autres différences dans la courbure du plateau cardinal et la disposition des dents sériales, de sorte qu'il est bien avéré qu'il coexiste — dans la plupart des gisements, tout au moins en France — deux formes bien distinctes dont l'une est une *Axinæa s. str.*, tandis que l'autre, trinacriforme, dépourvue cependant de fossette sous le crochet, appartiendrait peut-être à un autre phylum de *Pectunculus*, pour lequel je ne crois pas qu'on ait encore proposé de dénomination distincte.

Il est probable, comme l'ont suggéré Morris et Lycett, que *P. oblongus* et *P. minimus* ne sont que deux variétés de la même espèce, car les figures — trop peu grossies, de l'ouvrage de Sowerby — ne permettent pas de saisir de critères distinctifs; si j'ai adopté *oblongus* au lieu de *minimus*, bien que ce dernier nom soit le premier cité et figuré, c'est parce que notre plésiotype, de même que celui de Morris et Lycett, est le plus transverse et le plus oblong; ces deux auteurs anglais, à l'instar de d'Orbigny, citent d'ailleurs *oblongus* en premier et *minimus* en second avec un point d'interrogation.

Localités. Perrogney, plésiotypé, pl. XXI, fig. 21-22, ma coll.; recueilli par M. Thiéry, BATHONIEN (Vésulien), Luc (Calvados), Vanvey (C. d'Orb), ma coll.

Nucula (*Nuculoma*) *Castor* D'ORB.

PL. XXI, FIG. 13-16.

1850. *Nucula Castor* D'ORB. Prod., t. I, p. 339, 12^e éd., n^o 178.

1907. — COSSM. Note Call. Haute-Marne, p. 55, pl. II, fig. 14-15.

1919. — COUFFON. Call. Châlet, p. 80, pl. v, fig. 14-14i.

Test épais et solide. Taille petite ou au-dessous de la moyenne; forme de *Lithodomus*, globuleuse, obliquement ellipsoïdale, non tronquée en avant, très inéquilatérale; côté antérieur déclive presque

d'aplomb sous la saillie des crochets enroulés et opisthogyres ; côté postérieur ovale, allongé. Lunule petite, cordiforme, à peine circonscrite par une faible dépression, corselet peu distinct, faiblement excavé. Charnière assez épaisse, comportant en arrière une quinzaine de dents sériales, d'abord très épaisses, assez longues et séparées par des intervalles plus étroits sur la valve droite que sur la valve gauche ; puis vers le crochet, ces dents se réduisent subitement et se serrent jusqu'au cuilleron en virgule qui est très peu visible ; la série antérieure ne se compose que de quatre ou cinq fortes dents assez serrées, perpendiculaires à celles de la série postérieure. Impressions musculaires inégales, profondément creusées, la postérieure plus large et terminale, tandis que l'antérieure est presque masquée sous la saillie du bord lunulaire. Ligne palléale bien marquée, assez voisine du bord qui — malgré l'usure des valves — semble très finement crénelé.

Dimensions. Diamètre umbono-palléal : 12.5 mm. ; diamètre transversal : 9 mm. ; épaisseur des deux valves réunies : 10 mm.

Rapports et différences. Je crois nécessaire de reprendre cette espèce, quoiqu'elle ait été déjà figurée deux fois et abondamment dans le Mémoire de M. Couffon sur Montreuil Bellay, parce que d'une part, les figures ne sont pas très nettes, et d'autre part les critères qui justifient l'établissement de la Section *Nuculoma* COSSM. (1907) n'ont pas été suffisamment mis en évidence : ce n'est pas seulement par sa forme lithodomoïde et par la réduction de la lunule que *N. Castor* s'écarte du galbe typique (trigone et tronqué) de *Nucula s. str.*, mais encore et surtout par ses crochets enroulés et terminaux, ainsi que par sa charnière qui ne comporte qu'un étroit cuilleron ligamentaire, semblable à une petite virgule, et dont les dents sériales se serrent subitement aux abords de ce cuilleron, tandis que les plus écartées sont très épaisses ; il en résulte que le nombre de ces dents n'est pas d'une vingtaine, mais seulement d'une quinzaine, contrairement à ce que mentionnait ma diagnose originale. En résumé, même si l'on ne connaît pas de valves dégagées de cette coquille, on la reconnaît génériquement parce qu'on est tenté de la confondre avec un *Lithodomus* peu allongé, surtout quand elle est adulte, car les jeunes spécimens ont une lunule un peu plus apparente et plus creuse.

J'ai comparé, à l'instar de d'Orbigny, *N. Castor* avec *N. Calliope* qui est une vraie Nucule ; mais il importe de la rapprocher plutôt de *N. variabilis* Sow., du Bathonien, qui est aussi un *Nuculoma*, mais avec un crochet moins enroulé et une forme moins gibbeuse ; cependant, comme l'indique son nom, l'espèce d'Ancliff est très variable, c'est-à-dire que les individus, très dissemblables, qu'a figurés Sowerby sur la pl. CDLXXV (fig. 2) du « Mineral Conchology » sont évidemment divers stades du développement autogénique d'un *Nuculoma*. Enfin *N. venusta* TERQ. et JOURDY, très commun aux Clapes (Moselle) se distingue par sa forme oblongue et par ses crochets non terminaux.

Localités. Doux (Deux-Sèvres), commune. Valves opposées (Pl. XXI, fig. 13-16) ; spécimen bivalvé (fig.), ma coll. — CALLOVIEN.

Montreuil Bellay, Bricon, ma coll.

Opis (Cælopris) pulchella D'ORB.

PL. XXI, FIG. 11-12.

1849. *O. pulchella* D'ORB. Prod., t. I, p. 307, n° 195.
 1853. *O. lunulata* var. MORR. et Lyc. Moll. Gr. Ool., II, p. 80, pl. VI, fig. 3
 (non Sow.)
 1863. *O. pulchella* Lyc. Suppl. Gr. Ool., p. 61.
 1869. — TERQ. et JOURDY. Bath. Mos. ; p. 90.
 1888. *O. Leckenbyi* GREPPIN. Gr. Ool. Bâle, p. 94, pl. VII, fig. 3-6 (mal., non
 WRIGHT).
 1895. *Cælopris pulchella* BIGOT. Mém. *Opis*, p. 117, pl. XI (non XII), fig. 3-4.
 1907. — COSSM. Pélécy. jur., III^e art., p. 10, pl. III,
 fig. 15-16.

Je crois qu'il est utile de revenir encore sur cette espèce, que j'ai déjà définie et figurée dans la 1^{re} série de mes articles sur les Pélécy-podes jurassiques, d'abord parce que je suis en mesure de faire reproduire de meilleurs plésiotypes des deux valves opposées, ensuite pour dissiper quelques confusions qui se sont produites à ce propos.

Tout d'abord, je rappelle que cette espèce vésulienne, abondante dans le Calvados et dans l'Est de la France, est un *Cælopris* à lunule excavée, à carène postérieure et à forte dent 1 non sillonnée, tandis qu'*O. similis* est un *Trigonopsis* à lunule non excavée, à croupe postérieure non carénée, et à dent 1 sillonnée. Cela posé, *O. pulchella* diffère — comme je l'ai précédemment indiqué — d'*O. lunulata* Sow., du Bajocien, et d'*O. Leckenbyi* WRIGHT, du Callovien, par son galbe moins convexe, par ses côtes plus régulièrement serrées, par sa carène plus étroitement pincée, elle a une forme moins quadrangulaire et moins élevée qu'*O. Loriei* D'ORB., un galbe beaucoup moins trigone qu'*O. langrunensis* BIGOT, qui a des dents de scie à la limite de la cavité lunulaire. Enfin *O. Deshayesi* MORR. et Lyc., du Bathonien de Minchinhampton, est une coquille extrêmement étroite, à surface dorsale excavée comme chez *O. Loriei*. D'après M. Bigot, *O. Onciensis* n'est qu'un spécimen d'*O. pulchella*, à côtes effacées par l'usure.

J'ai éliminé de mes références synonymiques la citation précédente, d'après Laube, d'*O. pulchella* dans le Callovien de Balin : il est probable qu'il s'agit d'un individu douteux d'*O. Leckenbyi* qui paraît avoir existé dans ce gisement. Mais, d'autre part, j'ai ajouté la provenance des environs de Bâle, d'après les petits spécimens de ma collection, envoyés par M. Greppin qui les confondait avec ce même *O. Leckenbyi* du Callovien.

Le phylum s'établit donc avec assez de continuité, depuis *Cæl. lunulata* (Baj.), jusqu'à *C. mosensis* BAY. du séquanien (= Astartien).

Dans une note infrapaginale d'un précédent article sur *Trigonopsis præsimilis* (Ibid., V, p. 8), j'ai signalé l'existence d'un *T. Bigoti* TERQ. (1898), motif pour lequel je m'abstenais de dédier ma nouvelle espèce à M. Bigot; mais j'omettais d'ajouter que j'avais moi-même appliqué son nom à une espèce bathonienne de l'Indre (1900, *Cælo-*

pis Bigoli, p. 65, fig. 5, et pl. VIII, fig. 4) qui d'ailleurs doit être le véritable *Trigonopsis similis* Sow., de sorte qu'il n'y a aucune rectification de nomenclature à proposer pour ce double emploi.

Localités. Perrogney, plésiotypes (Pl. XXI, fig. 11-12) ma coll. ; recueillis par M. Thiéry. — BATHONIEN. Lachaume, Vanvey (C.-d'Or), Muttenz (Canton de Bâle), ma coll.

Opis (Cœlopis) quadrata DE LORIOI.

Pl. XXII, FIG. 18-19.

1891. *Opis quadrata* de Lor. Corall. Jurà bern., III, p. 253, pl. XXVII.

Test épais, assez solide. Taille au-dessous de la moyenne ; forme subquadrangulaire, un peu gibbeuse, très inéquilatérale ; côté antérieur très court, à contour ovale atténué, presque sous l'aplomb des crochets ; côté postérieur obliquement tronqué, à contour presque rectiligne ; bord palléal à peine arqué, se raccordant par une courbe dans le prolongement du contour buccal, faisant un angle obtus avec la troncature anale ; crochets très gonflés et contournés, prosogyres, à peu près en contact vers les neuf dixièmes de la longueur transversale des valves, du côté antérieur ; bord supéro-postérieur déclive, se raccordant par un arc très court et très ouvert avec la troncature anale. Lunule courte, très excavée, très obtusément limitée du côté extérieur, avec un faible renflement interne sur lequel s'appuie le crochet enroulé ; corselet excavé, lancéolé, extérieurement limité par un angle net.

Surface dorsale médiocrement bombée au milieu, partagée par un angle décurrent et émoussé qui limite la région anale aplatie ou même faiblement excavée ; ornementation composée de rides régulières, plus épaisses que la largeur de leurs interstices sur la région médiane et antérieure, mais beaucoup plus fines ou même peu visibles sur l'aire anale, le dédoublement s'opère très nettement le long de l'angle décurrent ; la lunule et le corselet lisses.

Charnière épaisse, sur un plateau cardinal assez large, échancré sous le crochet et aussi entre les cardinales et la lamelle P II ; 2_a et 2_b très divergentes, de part et d'autre de la large fossette destinée à loger 1. Commissure des valves crénelée, plus grossièrement sur la troncature anale que sur le reste du bord palléal.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 12 mm. ; diamètre umbonopalléal : 10,5 mm. ; épaisseur des deux valves réunies : 13 mm.

Rapports et différences. Les échantillons de la Haute-Saône correspondent bien exactement aux figures publiées par de Lorioi, ainsi qu'au plésiotype que je possède de Sainte-Ursanne ; ainsi que l'a observé cet auteur, il y a beaucoup d'analogie entre *O. quadrata* et *O. rhomboidalis* [PHILL. *Isocardia*], de l'Oxfordien de Malton (Yorkshire), mais l'espèce anglaise a une troncature anale plus développée, un contour buccal plus largement arrondi, de sorte que l'excavation de sa lunule est encore plus réduite ; en outre, il y a plus de différence

— chez *O. rhomboidalis* — entre l'ornementation des deux régions de la surface externe, ses rides sont plus imbriquées : il paraît donc légitime d'admettre l'existence de deux mutations distinctes.

Dans la Meuse, il n'y a guère qu'*O. viridunensis* Buv. qu'on puisse rapprocher, à la rigueur, d'*O. quadrata* ; mais le galbe de la coquille séquanienne est plus élevé, elle n'a — pour ainsi dire — pas d'angle décurrent, de sorte que ses rides excentriques décroissent graduellement jusque sur l'aire anale.

M. Bigot a décrit une *Opis s. str.* sous le nom *quadrata* Desl. mss. dont il a ensuite changé le nom en *O. Brasili* ; *Cœlopis Garryi* Bigot. de l'Oxfordien de Trouville, est plus trigone, avec un crochet peu contourné et un contour palléal sinueux.

Localités. Écuelle (Haute-Saône), plésiotypes (Pl. XXII, fig. 18-19), coll. Maire ; Roche-sur-Vannon, Sainte-Ursanne, ma coll. — RAURACIEN.

Præconia cf. luciensis [D'ORBIGNY].

PL. XXII, FIG. 6-8.

1850. *Hippopodium luciense* D'ORB. Prod., I, p. 308, 14° ét. n° 222*.

1913. — THEVENIN. Types Prodr., pl. XXVII, fig. 14.

1914. *Præconia luciensis* COSSM. Desc. Pél. jur., VI, p. 26, pl. VII, fig. 4.

Test plus ou moins épais, selon l'âge des valves. Taille parfois assez grande ; forme relativement aplatie, quadrangulaire, un peu plus allongée que haute, très inéquilatérale ; côté antérieur court et arrondi, côté postérieur dilaté, obliquement tronqué sur son contour anal qui est rectiligne ; bord palléal très peu convexe ; crochet un peu gonflé, prosogyre, situé au cinquième de la longueur des valves, du côté antérieur ; bord supéro — postérieur déclive en arrière du crochet. Surface dorsale médiocrement convexe, séparée par une croupe arrondie de la région anale qui est déprimée — ou même subexcavée ; les rides d'accroissement, bien marquées dans le voisinage du crochet, s'effacent souvent bien avant d'atteindre le bord palléal, surtout par le fait de l'usure du test.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 34 mm. ; diamètre umbono-palléal : 26 mm. ; épaisseur d'une valve : 10 mm.

Rapports et différences. J'ai déjà figuré cette espèce d'après un individu assez grand, et si je fais reproduire ici des spécimens népio-niques, c'est plutôt pour compléter la diagnose qui n'en a jamais été détaillée ; malheureusement nous en sommes toujours au même point en ce qui concerne la charnière qui n'a pu encore être dégagée sur aucune des valves que l'on a recueillies. Les rides concentriques, mentionnées dans la courte diagnose du Prodrôme, ne s'étendent pas à une grande distance du crochet, elles n'ont pas la constance que leur attribue la figure d'*Astarte rhomboidalis* MORR. et LYC. (*non* PHIL.), dont le nom a été remplacé par *P. oolithica* ROLLIER (1912. Foss. nouv. Jura, p. 97), et qui s'écarte d'ailleurs de *P. luciensis* par la forme beaucoup plus oblongue, ainsi que par le contour recti-

ligne de son bord palléal, enfin par la position beaucoup plus antérieure de ses crochets, en arrière desquels le bord supéro-postérieur s'élève davantage presque parallèlement au contour palléal. Ces différences sont encore plus marquées lorsque l'on compare *P. luciensis* avec *P. sarthacensis* COSSM. qui provient d'un niveau bien plus élevé dans la série des couches bathoniennes, et dont la croupe dorsale et arrondie, partage presque exactement la valve en deux, tandis que l'arête émoussée de *P. luciensis* est située plus en arrière, à tel point que les jeunes spécimens ressemblent à *Jurassicardium axonense* ou ne s'en distinguent que par l'absence de côtes rayonnantes, à défaut de la charnière absente.

Localité. Perrogney, plésiotypes népioniques (Pl. XXII, fig. 6-8), ma coll. ; recueillis par M. Thiéry. — BATHONIEN (Vésulien).

Astarte oolitharum nom. mut.

Pl. XXII, FIG. 14-15.

1853. *Astarte depressa* MORR. et LYC. Moll. Gr. Ool., p. 85, pl. IX, fig. 11
(non GOLDF.).

1869. — TERQ. et JOURDY. Monogr. Bath. Mos., p. 91.

Test peu épais. Taille au-dessous de la moyenne; forme lucinoïde, orbiculaire, équilatérale quoique dissymétrique; côté antérieur arrondi, côté postérieur plus atténué ou subanguleux par suite de la déclivité presque rectiligne du contour supérieur en arrière du crochet; bord palléal très arqué, dans le prolongement des courbes des deux contours latéraux; crochet pointu, saillant, un peu prosogyre, situé à peu près au milieu de la largeur des valves; bord lunulaire bien excavé; corselet étroitement lancéolé, subcaréné et déprimé. Surface dorsale peu bombée, non séparée de la région anale qui n'est presque pas déprimée; l'ensemble est orné de rides concentriques, généralement régulières, plus épaisses que les sillons qui les séparent.

Dimensions. Diamètres : 9 mm.; épaisseur de la valve : 4 mm. au plus.

Rapports et différences. J'ai dû donner un nom nouveau à cette espèce de l'oolithe de Minchinhampton où elle est assez rare, car elle ne ressemble aucunement à l'espèce bajocienne d'Allemagne, à laquelle Goldfuss a donné le nom de *de pressa*, et que j'ai identifiée en publiant neuf figures (1912. Desc. Pélécyp. jur., V, p. 9, pl. III, fig. 18-27) d'après des spécimens de Nuars : ceux-ci, en effet, ont une forme subtrigone et aplatie, avec le bord palléal presque rectiligne, et des rides plus écartées, plus saillantes. Déjà, en 1912 (Foss. nouv. Jura, p. 109), M. Rollier avait mis en doute la détermination de Morris et Lycett, et j'ai la satisfaction de constater — par l'identité complète des spécimens de la Haute-Marne avec la figure publiée par ces deux auteurs — que la coquille bathonienne constitue une forme tout à fait distincte, caractérisée par son galbe lucinoïde et peu fréquent chez les petites *Astarte* qui sont presque toujours plus obliques, plus

trigones, plus inéquilatérales ; toutefois il n'est pas douteux que l'attribution générique doit être maintenue, quoique nous ne connaissions pas la charnière de cette coquille, car le corselet a bien le faciès astartien.

Ce n'est pas sans hésitation que je cite dans mes références synonymiques *A. depressa* du gisement des Clapes (Moselle) où elle serait assez rare et variable d'après Terquem et Jourdy.

Localité. Perrogney, plésiotypes (Pl. xxii, fig. 14-15), ma coll. ; recueillis par M. Thiéry. — BATHONIEN (Vésulien).

Astarte minima PHILLIPS.

PL. XXII, FIG. 1-3.

1829. *Astarte minima* PHILL. Géol. Yorksh., p. 122, pl. ix, fig. 23.
 1850. — n'ORB. Prod., t. I, p. 277, 10^e ét., n^o 299.
 1853. — MORR. et LYC. Moll. Gr. Ool. II, p. 82, pl. ix, fig. 40.
 1869. — TERQ. et JOURDY. Bath. Mos., p. 91.

Test relativement épais. Taille très petite ; forme discoïdale et aplatie, subtrigone, inéquilatérale ; côté antérieur un peu plus court et un peu plus atténué que le côté postérieur qui est subanguleux sur son contour anal ; bord palléal assez convexe, se raccordant par des arcs inégaux dans le prolongement des contours latéraux ; crochet non gonflé, petit, pointu, prosogyre, situé à peu près dans l'axe médian de la valve ; bord lunulaire légèrement excavé en avant du crochet ; corselet caréné, s'étendant sur toute la partie rectiligne et déclive du contour supéro-postérieur qui recoupe le contour inféro-anal sous un angle très obtus. Surface dorsale peu convexe, ornée de quatorze côtes concentriques, régulièrement écartées, à peu près égales aux intervalles qui les séparent. Commissure des valves lisse. Charnière non dégagée...

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 6 mm. ; diamètre umbonopalléal : 5 mm. ; épaisseur d'une valve : 2 mm.

Rapports et différences. Les spécimens de la Haute-Marne se rapprochent intimement, par leur galbe et par leur ornementation, de ceux qu'ont figurés Phillips, Morris et Lycett ; la seule hésitation qu'on puisse éprouver provient de ce que ces deux derniers auteurs ont inscrit *Testâ convexâ* dans leur diagnose, tandis que nos échantillons sont particulièrement aplatis ; mais comme ils n'ont pas indiqué l'épaisseur d'une valve, il ne paraît pas douteux pour moi, qu'il s'agit bien de la même espèce. *A. minima* a vécu à Minchinhampton, mais le type de Phillips provient de Scarborough, dans un calcaire gris attribué à la Grande Oolithe, et non pas au Bajocien comme l'a supposé à tort d'Orbigny.

D'autre part, Morris et Lycett ont mentionné en synonymie — avec un point de doute — *Astarte pulla* RÖEMER qui, d'après la figure 27 (non 26) de la pl. vi (Norddeutsch. ool. geb.), a une forme plus oblique, un peu plus large, et surtout une ornementation composée de huit

costules concentriques, avec des intervalles beaucoup plus larges. C'est peut-être cette dernière espèce bathonienne, ou bien *A. depressa* du Bajocien, espèce de la Souabe, que Zieten a confondue avec *A. minima*, d'après d'Orbigny qui mentionne ce fossile à l'étage Bajocien. Je n'ai pas les éléments nécessaires pour trancher cette question. Terquem et Jourdy l'ont signalée comme étant très abondante dans les calcaires de Gravelotte, mais sans autre renseignement précis.

La coquille la plus voisine d'*A. minima* est incontestablement *A. depressa* GOLDF., telle que je l'ai interprétée en 1912 ; toutefois cette espèce bajocienne s'en distingue par sa forme plus trigone, en raison de la déclivité presque symétrique du bord supérieur, de part et d'autre du crochet qui est situé beaucoup plus avant ; en outre l'espèce de Goldfus possède de fines crénelures sur la commissure des valves qui est moins arquée sur son contour palléal.

Localité. Perrogney, plésiotypes (Pl. xxii, fig. 1-3), ma coll. ; recueillis par M. Thiéry. — BATHONIEN (Vésulien).

Astarte cf. excentrica MORR. et LYCETT.

PL. XXII, FIG. 12-13.

1853. *Astarte excentrica* MORR. et LYC. Moll. Gr. Ool., II, p. 83, pl. ix, fig. 8.

Test peu épais. Taille assez petite ; forme orbiculo-trigone, médiocrement convexe, presque équilatérale quoique dissymétrique, le côté antérieur étant plus ovalemment atténué que le côté postérieur qui est à peu près semi-circulaire ; bord palléal assez convexe, se raccordant par des arcs inégaux avec les contours latéraux ; crochet petit, peu gonflé et peu saillant, à peine prosogyre, situé presque au milieu ; bord lunulaire décline à 45°, rectiligne ; corselet caréné, également décline quoique le contour soit un peu plus convexe et se raccorde avec la courbe anale sans faire aucun angle. Surface dorsale assez régulièrement bombée, inégalement ornée par des costules concentriques, assez serrées et un peu excentrées vers les crochets, sublamelleuses et anastomosées sur la région anale, plus obsolètes et plus rapprochées sur le reste de la surface, particulièrement vers le bord buccal et le bord palléal. Commissure des valves dépourvue de crénelures.

Dimensions. Diamètre : 9 mm. ; épaisseur de la valve : 3 mm.

Rapports et différences. L'ornementation de notre spécimen ne répond pas exactement à la définition « excentrée » des auteurs anglais, d'ailleurs la figure de leur espèce est assez uniformément ornée de fines stries concentriques, tandis que le défaut de parallélisme et de régularité des côtes — que nous avons observé ci-dessus — caractérise la valve de la Haute-Marne. Néanmoins, comme la forme de cette valve gauche semble identique à celle de la valve droite type, je ne crois pas qu'il y ait lieu d'attacher une importance exagérée à quelques petites divergences dans le détail de l'ornementation.

A. excentrica diffère d'*A. pumila* Sow. (que j'ai précédemment figuré ici : 1907, p. 13, pl. III, fig. 6-7) par sa forme moins haute et moins inéquilatérale, car cette dernière a le côté buccal plus largement arrondi que le côté anal qui fait presque un angle obtus avec le contour palléal; en outre *A. pumila* a véritablement une ornementation excentrée et d'ailleurs très régulière. A propos de cette dernière, je remarque que Morris et Lycett n'ont cité — de la pl. CDXLIV de Sowerby — que la figure 2 qui s'applique précisément à *Astarte orbicularis*, tandis que les figures 4-6, partout citées pour *A. pumila*, d'après le texte même du « Mineral Conchology », comportent deux valves semblables à la figure 2 et deux valves (6) tout à fait orbiculaires et lucinoïdes comme *A. oolitharum*. Je ne puis expliquer cette anomalie que par un inexact renvoi du texte à la planche originale, erreur que Morris et Lycett auraient en partie rectifiée en ne citant que la figure 2 (intitulée *orbicularis* chez Sowerby) et en figurant sous le nom *pumila* une valve non orbiculaire bien semblable aux figures 2, 4 et 5; quant à la figure 3, c'est une vue de l'intérieur des deux valves qui n'ont rien d'orbiculaire et qui ont leur commissure fortement crénelée.

Localité. Perrogney, une valve gauche (Pl. XVII, fig. 12-13), ma coll.; recueillie par M. Thiéry. — BATHONIEN (Vésulien).

Corbis Lorioli nom. mut.

PL. XXI, FIG. 6-10.

1891. *Corbis valfinensis* DE LORIOI. Corall. Jura bern., III, p. 196, pl. xx, fig. 6-8 (non de Lor. Valfin).
 1895. — de LORIOI. *Id.* 1^{er} suppl., p. 32, pl. v, fig. 3.

Test assez épais. Taille moyenne; forme largement ovale, bombée, inéquilatérale; côté antérieur très sensiblement plus développé que le côté postérieur, plus largement arrondi; contour palléal uniformément arqué, se raccordant régulièrement dans le prolongement des contours latéraux; crochets élevés, un peu gonflés, prosogyres, situés en arrière de la ligne médiane, vers les deux cinquièmes de la largeur des valves; bord supéro-postérieur décline, presque rectiligne; bord lunulaire un peu excavé, puis le contour peu décline, même légèrement convexe, se raccorde avec la courbe buccale. Lunule courte et assez large, limitée par un sillon très net; corselet lancéolé, caréné. Surface dorsale bombée, à peine déprimée du côté postérieur, partout ornée de costules régulières, étroites, séparées par des intervalles plus larges que leur épaisseur, sans aucune trace d'ornementation rayonnante; ces côtes se serrent davantage aux extrémités, mais elles ne sont nulle part anastomosées.

Charnière épaisse, sur un plateau cardinal peu large, dont le contour inférieur est très échancré sous le crochet, au-dessus de la cavité umbonale : 3 petite, presque confondue avec le bord lunulaire, 3, épaisse et triangulaire, peu inclinée; 2 oblique, assez mince quoique

trigone, 4_b longue et très oblique, attenant à la nymphe; A₁ et A_{II} très puissantes, voisines des cardinales, P₁ et P_{II} plus étroites et plus écartées. Commissure des valves paraissant lisse.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 40 mm. ; diamètre umbonopalléal : 30 mm.

Rapports et différences. Les échantillons nombreux de la Haute-Saône me paraissent identiques à ceux du Jura bernois; quoique variables, ces derniers peuvent se distinguer de ceux de Valfin (*Corbis valfinensis vera!*) par deux critères importants, la position des crochets qui sont placés plus en arrière chez la coquille rauracienne, et l'absence d'ornementation rayonnante — par suite l'absence de crénelures dont on constate l'existence sur la mutation kimméridgienne de Valfin; quant à la charnière, en tenant compte de l'imperfection des figures dessinées d'après des spécimens plus ou moins correctement dégagés, il est certain que les dents de la forme rauracienne n'ont pas la même inclinaison que celles de la coquille de Valfin; d'ailleurs de Loriol n'a mentionné qu'une cardinale sur la valve droite, omettant la dent 3_a qui existe toujours chez les *Corbis*, quoique petite. Pour tous ces motifs, je sépare la coquille rauracienne sous un nom distinct *Lorioli*. Quant à la solution suggérée par M. Rollier (*l. c.*, p. 255), consistant à attribuer les valves de la Caquerelle au jeune âge de *C. Kobyi*, je ne puis m'y rallier, attendu que cette dernière espèce — outre sa grande taille — est à peu près équilatérale, avec des crochets plus proéminents.

Localités. Roche-sur-Vannon, types (Pl. XXI, fig. 6-10), coll. Maire. La Caquerelle (Jura bernois), Sainte-Ursanne, ma coll. — RAURACIEN.

Pseudotrapezium (Rollieria) Laubei [ROLLIER].

PL. XXI, FIG. 1-3.

1867. *Isocardia cordata* LAUBE. *Bir. Balin*, p. 41, pl. iv, fig. 1 (non BUCKM.).
 1913. — *Laubei* ROLLIER. *Foss. nouv. Jura*, p. 209.
 1919. — *cordata* COUFFON. *Call. Châlet*, p. 93, pl. iv, fig. 13-13_b.
 1919. — *tenera* COUFFON. *Ibid.*, p. 94, pl. iv, fig. 14-14_b (non Sow.).
 1921. *Eotrapezium* H. DOUV. [*Err. typ. pro Pseudotrapezium*] *B. S. G. F.* (4),
 XXI, p. 121, fig. 13-14.

Rollieria nov. subgen. Forme d'*Isocardia*; charnière de *Pseudotrapezium*, quoique un peu différente dans ses principaux éléments: A₁ et A_{III} situées sous l'enroulement du crochet, peu saillantes; 1 conique, se reliant à A₁ qui est finement crénelée, tandis que A_{III} se relie à 3_a, exactement au-dessus de 1; 3_b allongée et bifide; sur la valve gauche, 2_b se relie à A_{II} bilobéc, plus saillante que A_I, mais beaucoup moins proéminente que le talon de 2_b; 4_b mince, incurvée, séparée — par une large rainure ligamentaire — de la nymphe qui se réduit à une fine arête contiguë au bord. Impressions musculaires grandes, arrondies, l'antérieure en saillie, la postérieure moins bien circonscrite; ligne palléale entière. Commissure des valves lisse. Génotype: *Isocardia Laubei* ROLLIER. Callovien.

Diagnose spécifique. Test peu épais. Taille moyenne; forme arrondie, assez élevée; crochet cordiforme, gonflé, prosogyre, incliné vers le tiers antérieur de la valve; lunule excavée, limitée par un bourrelet obsolète; corselet indistinct, caréné sur une grande longueur. Surface dorsale très convexe au milieu, faiblement déprimée en arrière, vaguement ornée de lignes d'accroissement peu régulières, plus visibles cependant sur la région anale.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 30 mm.; diamètre umbonopalléal : 33 mm.; épaisseur d'une valve : 10 mm.

Rapports et différences. Ainsi que l'a observé M. Rollier, la coquille du Callovien de Balin doit être séparée de celle du Bajocien d'Angleterre, car sa forme est plus élevée; cet auteur a même distingué la coquille bathonienne, figurée par Morris et Lycett, sous le nom *I. oolithica* (*Ibid.*, p. 210), parce qu'elle est plus petite, avec des crochets plus surbaissés. Or j'ai pu me rendre compte que la coquille de Montreuil-Bellay — dont M. Couffon n'a figuré que la valve gauche — se rapporte exactement à la figure 2 de la pl. ccxcv de « *Miner. Conch.* » (t. III, p. 171) — on constate que le véritable *I. tenera* Sow. est subtrigone, du même groupe qu'*I. minima* et *I. rostrata* Sow., du Cornbrash et du Bathonien, tandis que les échantillons du Callovien de France (Montreuil-Bellay, Sarthe, Deux-Sèvres) se rapportent exactement à *I. cordata* du Balin, pour laquelle M. Rollier a proposé *I. Laubei* : c'est donc ce dernier nom qu'il faut adopter pour l'espèce française.

En ce qui concerne le classement générique, déjà notre confrère de Zurich avait remarqué que toutes ces Isocardes jurassiques diffèrent d'*I. cor.* par leur charnière; mais la question a été reprise — avec une plus grande envergure — par M. H. Douvillé qui, en étudiant des valves de la Sarthe (gisement de Noyen), recueillies par M. de la Bouillerie, a observé que les dents cardinales 1 et 2, y sont bien développées, et que cette charnière comportant la coalescence des cardinales avec les lamelles A répond précisément au *G. Pseudotrapezium* FISCHER (1887) qui a pour génotype *Cypricardia bathonica* MORR. et LYCETT (1853). Or cette espèce carénée et trigone à une charnière assez différente de celle de notre *I. Laubei*, pour que — joint à celui du galbe — ce critérium motive l'adoption d'un S-G. distinct pour lequel je propose la dénomination *Rollieria*, tandis que la véritable *I. tenera* (de même que *I. minima* et *I. rostrata*) appartiendrait au phylum typique *Pseudotrapezium s. str.* En se reportant à la fig. 20 de la Note de M. Douvillé, qui représente *Pseudisocardia cordata*, l'ancêtre des deux phylums, on constate l'évolution subie par cette charnière, depuis l'Aalénien jusqu'au Callovien.

Localités. Doux (Deux-Sèvres); plésiotype (Pl. XXI, fig. 1-3), ma coll., valves recueillies par M. l'abbé Boone. — CALLOVIEN INFÉRIEUR.

Quenstedtia Morrisi nov. nom.

PL. XXI, FIG. 4-5.

1853. *Quenstedtia oblita* var. MORR et LYC. Moll. Gr. Ool., II, p. 96, pl. IX, fig. 4 (non PHILL., exclus. pl. xv, fig. 12).

Test peu épais, fragile. Taille moyenne; forme aplatie, oblongue, presque équilatérale; côté antérieur semi-elliptique, à peine plus court que le côté postérieur qui est subtronqué, avec un contour anal un peu rectiligne; bord palléal peu incurvé, à peu près parallèle, dans son ensemble, au bord cardinal; crochets petits, non gonflés, à peine proéminents, opposés, situés très peu en avant de l'axe médian des valves; les deux parties du bord cardinal sont également déclives, de part et d'autre du crochet. Pas de lunule; corselet étroit et subanguleux, s'étendant en arrière jusqu'à l'angle arrondi (100°) que fait le bord cardinal avec la troncature anale. Surface dorsale très peu bombée, lisse au milieu et sur la région buccale, tandis que la région anale — qui est légèrement déprimée — porte des rides d'accroissement assez régulières et un peu grossières, qui cessent subitement à la limite entre les deux portions de la surface.

Charnière non dégagée, mais comportant — d'après la figuration des auteurs du *G. Quenstedtia* MORR. et LYC. — une dent cardinale 2, obtuse et transverse, et simplement une fossette sous le crochet de la valve droite; mais il est probable qu'il devait y avoir une branche au moins de dent 3². Impressions musculaires inégales, la postérieure arrondie avec un sinus palléal adjacent, l'antérieure allongée et sinueuse (*vide* M. et L.).

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur: 10 mm.; diamètre umbono-palléal: 10 mm.; épaisseur de la valve: 3 mm.

Rapports et différences. La coquille bajocienne d'Angleterre — que Phillips a fait figurer sans description (pl. XI, fig. 15) sous le nom *Pullastra oblita* — à une forme subtrigone et inéquilatérale à laquelle ne ressemblent nullement l'espèce de Minchinhampton, ni notre échantillon de la Haute-Marne; seul, le moule interne figuré (pl. xv, fig. 12) par Morris et Lycett, avec l'indication d'un sinus palléal et des impressions musculaires, pourrait peut-être appartenir à la véritable *Q. oblita* dont il a à peu près la forme générale. En tous cas, la mutation bathonienne de Minchinhampton et de France est plus qu'une variété de petite taille, comme le croyaient Morris et Lycett; par conséquent, il y a lieu de lui attribuer une dénomination distincte, ainsi que je l'ai fait ci-dessus.

Cette espèce a été comparée par les deux auteurs anglais à *Panopæa Lebrunea* BOV., du Rauracien de Saint-Mihiel; mais, d'après les figures de l'Atlas paléont. de la Meuse, la coquille corallienne — quoiqu'ayant le même galbe — a le côté anal plus court, à l'inverse de *Q. Morrisi*, et ses rides s'étendent jusque vers le milieu de la surface dorsale. Il semble bien, d'ailleurs, que c'est également une

Quenstedtia, Genre qui doit être placé dans le voisinage des *Panopæa* (= *Glycymeris*), tandis que Fischer le classe avec doute dans les *Psammobiidæ*.

Localités. Perrogney, plésiotype unique (Pl. XXI, fig. 4-5), ma coll. ; recueilli par M. Thiéry. — BATHONIEN (Vésulien).

Corbula Deshayesia BUVIGNIER.

PL. XXII, FIG. 9-11.

1852. *C. Deshayesia* BUV. Atlas stat. géol. Meuse, p. 9, pl. x, fig. 15-17.
 1859. — CONTEJEAN. Kimm. Montbel., p. 216.
 1863. — THURM. *Leth. brunt.*, II, p. 164, pl. XIV, fig. 3 (*err. typ. Deharpesia*).
 1874. — BRAUNS. Obere Jura, N. W. Deutschl., p. 246.
 1875. — DE LORIOI Monogr., Boul.-s.-mer, p. 11, pl. XI, fig. 21-24 (*ex parte ?*).

Test épais. Taille très petite ; forme trigono-transverse, convexe, inéquilatérale ; côté antérieur ovale atténué, un peu plus court que le côté postérieur, qui est obliquement tronqué sur son contour anal ; bord palléal très faiblement convexe en avant où il se raccorde en courbe avec le contour buccal, sinueux en arrière vers l'angle de sa jonction avec la troncature anale ; crochet gonflé, obtus, peu proéminent quoique prosogyre, situé un peu en avant de la ligne médiane ; bord lunulaire un peu excavé ; bord supéro-postérieur déclive jusqu'à sa jonction — par un angle très ouvert — avec la troncature anale. Lunule peu profonde, indistincte, corselet subcaréné, très lancéolé.

Surface dorsale lisse, partagée en arrière par une croupe anguleuse et décurrente, aboutissant à l'angle inférieur de la troncature anale à laquelle correspond une aire aplatie, tandis que le sinus du contour palléal est formé par une très faible dépression adjacente à la croupe du côté de la région dorsale. Charnière épaisse, comportant une grosse dent trigone 3 et une fossette ligamentaire adjacente ; valve droite inconnue à l'état libre.

Dimensions. Diamètre antéro-postérieur : 4 mm. ; diamètre umbono-palléal : 3 mm. ; épaisseur d'une valve : 2 mm.

Rapports et différences. Cette Corbule a joui d'une certaine longévité, car le type provient des calcaires astartiens de l'étage Séquanien de la Meuse ; Thurmann l'indique comme très commune dans les gisements de même âge du Jura, de Loriol dans le Kimméridgien du port de Boulogne, tandis que notre plésiotype — peut-être un peu plus inéquilatéral — provient de calcaires blancs franchement rauraciens. *C. Thurmanni* ÉTALLON, recueillie à un niveau un peu plus élevé, me paraît extrêmement voisine et n'en est probablement qu'une simple variété plus grande et plus nettement trigone ; au contraire, les exemplaires du Boulonnais sont plus tordus et plus carénés ; *C. barenensis* Buv., du Portlandien, est plus équilatérale et a les crochets deux fois plus proéminents. La charnière de *C. Deshayesia* n'avait pas

encore été définie, c'est pourquoi j'ai pensé qu'il était intéressant de reprendre ici la diagnose de cette espèce bien connue.

Localité. Vanne (Haute-Saône) ; valve droite (Pl. xxii, fig. 9-11), coll. Maire. — RAURACIEN.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXI

- 1-3. *Pseudotrpezium (Rollicria) Laubei* ROLLIER. 1/1. Doux; Call.
 4-5. *Quenstedtia Morrisi* COSSM. 1/1. Perrogney, Bath.
 6-10. *Corbis Lorioli* COSSM. 1/1. Roche-sur-Vanne, Raur.
 11-12. *Opis (Cœlopis) pulchella* D'ORB. 2/1. Perrogney, Bath.
 13-16. *Nucula (Nuculoma) Castor* D'ORB. 3/2. Doux, Call.
 17. *Prospodylus carinifer* COSSM. 1/1 (non décrit). Voullaines, Bath.
 18-19. *Limæa scabrella* [TEROY et JOURDY]. 2/1 (non déc.). Perrogney, Bath.
 20. *Barbatia Pratti* [MORR et LYCETT]. 1/1. — Bath.
 21-22. *Pectunculus (Axinæa) oblongus* SOV. 3/1. — Bath.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXII

- 1-3. *Astarte minima* PHILLIPS. 3/1. Perrogney, Bath.
 4. *Pectunculus (Axinæa) oolithicus* BUV. 3/1. — Bath.
 5. *Barbatia? cf. terebrans* [Buv.] 1/1. Ecuelle, Raur.
 6-8. *Praconia luciensis* [D'ORB.]. 1/1. Perrogney, Bath.
 9-11. *Corbula Deshayesia* BUV. 3/1. Vanne, Raur.
 12-13. *Astarte cf. excentrica* MORR. et LYC. 3/2. Perrogney, Bath.
 14-15. *Astarte oolitharum* COSSM. 3/2. — Bath.
 16-17. *Pectunculus (Axinæa) minimus* SOW. 2/1. — Bath.
 18-19. *Opis (Cœlopis) quadrata* DE LORTOL. 3/2. Roche-sur-Vanne, Raur.
 20-21. *Modiola longæva* CONTEJEAN. 1/1. Ecuelle, Raur.
 22-24. *Parallelodon censoriense* [COTT.]. 1/1. — Raur.
 25. *Perna acuta* MAIRE. 1/1. — Raur.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES BRYOZOAIRES D'AUTRICHE ET DE HONGRIE

PAR **F. Canu** ET **R. S. Bassler** ¹.

PLANCHES XXIII, XXIV, XXV.

Les Bryozoaires du Tortonien d'Autriche et de Hongrie ont jadis été étudiés par Reuss 1847². La figuration étant insuffisante, il la recommença en 1874³. Malheureusement la mort vint interrompre son travail. Il fut continué par son élève Manzoni qui publia en 1877 les formes libres de Cheilostomes⁴ et les Cyclostomes⁵.

Les figures de ces deux auteurs sont excellentes. Malheureusement elles sont fréquemment incomplètes et rarement à la même échelle. La détermination n'est donc pas toujours facile.

Nous avons pu examiner des matériaux provenant des localités classiques de Eisenstadt (Ungarn), Steinabrunn et Porzreich (Mähren). Nous n'avons pas évidemment retrouvé la totalité des espèces anciennement figurées : nous avons pu faire cependant quelques observations complémentaires, préciser les dimensions micrométriques de certaines espèces et découvrir quelques formes nouvelles. Il reste beaucoup à faire d'ailleurs dans ces riches gisements.

BIFLUSTRIDAE SMIT 1872.

Acanthodesia savartii AUDOUIN 1826.

1. Note présentée à la séance du 15 décembre 1924.

2. REUSS 1847. Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens (*Haidinger's naturwissenschaftliche Abhandlungen*, II, 4to, pp. 1-109, pl. 1-xi).

3. REUSS 1874, Die fossilen Bryozoen des Oesterreichisch-Ungarischen Miocäns I Abtheilung. Salicornaridea, Cellularidea, Membraniporidae (*Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften*, Wien, XXXIII, I Abth., p. 141-190, pl. 1-xii).

4. MANZONI 1877. I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. II. Parte. Celleporidea, Escharidea, Vincularidea, Selenaridea (*Denkschriften der math.-natur. classe der k. Akademie der Wissenschaften*, Wien, XXXVII, 2. Abtheilung, pp. 49-78, pl. 1-xvii).

5. MANZONI 1877. I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria III. Parte. Crisidea, Idmoneidea, Entalophoridae, Tubuliporidae, Diastoporidea, Cerioporidae (*Denkschriften der math.-natur. classe der k. Akademie der Wissenschaften*, Wien, XXXVIII, 2. Abtheilung, pp. 1-24, pl. 1-xviii).

6. REUSS 1868. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien (*Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften*, Wien, LV, I, Abth., pp. 17-182, pl. 1-VIII).

7. CANU 1913. Contributions à l'étude des Bryozoaires fossiles. Troisième contribution, VI. Tortonien de Baden (*Bulletin Soc. géologique France*, (4), XIII pp. 125, 126).

Eisenstadt. Nouveau.

Cupuladria canariensis BUSK 1859. Manzoni 1877, II, p. 72, pl. xvii, fig. 56 (*Cupularia*).

Eisenstadt, Steinabrunn, Porzteich.

Conopeum lacroixii BUSK, HINCKS, etc. REUSS 1874, p. 180 (sep. 40), pl. ix, fig. 6-8.

Porzteich.

Membraniporina ogivalina nov. sp.

Pl. XXIII, FIG. 2.

Description. — Le Zoarium est vinculaire. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un termen arrondi, allongées, ogivales. Le cadre est mince; le cryptocyste est un peu concave, plus court que l'opésie, lisse; l'opésie est régulière, elliptique.

$$\text{Opésie } \left\{ \begin{array}{l} \text{ho} = 0,34-0,38 \\ \text{lo} = 0,14 \end{array} \right. \quad \text{Zoécie } \left\{ \begin{array}{l} \text{Lz} = 0,64 \\ \text{lz} = 0,30-0,32 \end{array} \right.$$

Affinités. — Il diffère du *Flustrellaria texturata* REUSS 1847, par ses zoécies non séparées par un sillon et par ses dimensions très différentes.

C'est un des rares descendants tertiaires de formes crétacées très abondantes et dont la structure n'est encore que très imparfaitement connue. Il en existe aussi dans le Miocène d'Australie. C'est à ce titre que nous avons cru utile de figurer ce spécimen incomplet. Nous l'avons classé dans le Genre *Membraniporina* dans lequel Levensen a proposé de grouper toutes les formes à étudier. Ce groupe crétacé n'est d'ailleurs pas entièrement éteint et nous avons eu la bonne fortune d'en trouver quelques vestiges dans la zone équatoriale.

Localité. — Eisenstadt.

HINCKSINIDAE CANU et BASSLER mss.

Hincksina flustroides HINCKS 1880.

Steinabrunn. Nouveau.

Hincksina loxopora REUSS 1847, p. 97, pl. 1, fig. 24 (icon. mala); REUSS 1874, p. 179 (sep. 39), pl. ix, fig. 4, 5 (*Cellepora*).

L'ovicelle est endozoéciale mais séparée de l'intérieur de la cellule par une cloison. L'aviculaire est ovale ou elliptique; il est placé obliquement ou transversalement. — ho = 0,26, lo = 0,09-0,12; Lz = 0,40-0,48, lz = 0,20 — Eisenstadt.

Hincksina uncifera nov. sp.

Pl. XXIII, FIG. 3.

Diagnose. — Le Zoarium est unilamellaire. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un sillon profond, un peu allongées, elliptiques.

30 juillet 1925.

Bull. Soc. géol. Fr. (4). XXIV. — 43.

Le cadre est épais, arrondi en bourrelet ; il porte 8 grosses épines, courtes, écartées, en forme de *griffes*. Les aviculaires interzoéciaux sont grands, rétrécis au tiers supérieur ; leur cadre n'a pas d'épines et leur opésie est ovale.

$$\text{Opésie } \left\{ \begin{array}{l} \text{ho} = 0,30 \\ \text{lo} = 0,20 \end{array} \right. \quad \text{Zoécie } \left\{ \begin{array}{l} \text{Lz} = 0,45-0,50 \\ \text{lz} = 0,40 \end{array} \right.$$

Affinités. — Il diffère de *Membranipora diadema* REUSS 1847, par des zoécies moins allongées, plus ventruées et par la présence de 8 épines en griffes et non de 12 petites tubérosités.

Cette forme d'aviculaires interzoéciaux est identique en *Hincksina megavicularia* CANU et BASSLER 1920, et presque identique en *Hincksina paravicularia* CANU et BASSLER 1920, et en *Hincksina reptans* CANU et BASSLER 1920, tous fossiles du Jacksonien américain.

Localité. — Eisenstadt.

ALDERINIDAE CANU et BASSLER mss.

Ellisina grandis nov. sp.

PL. XXIII, FIG. 1.

Diagnose. — Le Zoarium encroûte les coquillage. Les Zoéries sont distinctes, non séparées, *grandes*, allongées, elliptiques ou fusiformes. Le cadre est mince, limité par un termen aigu. L'opésie est grande et de forme identique à celle de la cellule. L'ovicelle est très petite, très peu saillante, à peine visible, hyperstomiale. L'aviculaire qui sépare les cellules d'une même rangée longitudinale est ovale, oblique, le bec saillant et en haut.

$$\text{Opésie } \left\{ \begin{array}{l} \text{ho} = 0,50-0,55 \\ \text{lo} = 0,25-0,30 \end{array} \right. \quad \text{Zoécie } \left\{ \begin{array}{l} \text{Lz} = 0,65-0,70 \\ \text{lz} = 0,35-0,40 \end{array} \right.$$

Affinités. — C'est la plus grande de toutes les espèces récentes et fossiles.

Localité. — Eisenstadt.

Amphiblestrum denticulatum nov. sp.

PL. XXIII, FIG. 4.

Diagnose. — Le Zoarium encroûte les coquillages. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un sillon profond, un peu allongées, pyri-formes, très ventruées ; le cadre est large, épais, arrondi, lisse ; le cryptocyste est court, peu profond, lisse. L'opésie est trifoliée avec un bord proximal finement *denticulé*. L'ovicelle est très petite, convexe, hyperstomiale ; son orifice ne peut être fermé par l'opercule. Au bas de chaque cellule, il y a un petit aviculaire elliptique ou triangulaire, à bec saillant, toujours disposé obliquement.

$$\text{Opésie } \left\{ \begin{array}{l} \text{ho} = 0,20 \\ \text{lo} = 0 \end{array} \right. \quad \text{Zoécie } \left\{ \begin{array}{l} \text{Lz} = 0,55-0,60 \\ \text{lz} = 0,40 \end{array} \right.$$

Variations. — Les variations micrométriques sont très grandes. Au voisinage de l'ancestrule les cellules sont deux fois plus petites. Sporadiquement, certaines cellules s'élargissent beaucoup et deviennent transverses. L'aviculaire interopésial se transforme en deux aviculaires sublatéraux au-dessus de chaque ovicelle et sur les grandes cellules transverses.

Affinités. — Cette espèce est très bien caractérisée par son ovicelle très petite, presque minuscule et par son opésie denticulée. Néanmoins elle peut être facilement confondue avec *Amphiblestrum trifolium* BUSK 1859, du Crag anglais; elle en diffère par ses opésies généralement allongées, par l'absence d'un gymnocyste, par ses cellules séparées par un sillon profond et par sa petite ovicelle. L'espèce récente *Amphiblestrum flemingii* BUSK 1852, est aussi très voisine; elle en diffère par ses dimensions plus grandes, son opésie denticulée, sa petite ovicelle et surtout par l'absence de deux grandes épines. Le *Membranipora appendiculata* REUSS 1874, pl. ix, fig. 13-16, est du même groupe, mais l'opésie n'est pas trifoliée et son bord proximal est concave sans denticulation.

SCRUPOCELLARIIDAE LEVINSEN 1909.

Scrupocellaria elliptica REUSS 1847, p. 56, pl. ix, fig. 7, 8 (*Bactridium*) et p. 56, pl. ix, fig. 6 (*B. granuliferum*); REUSS 1874, p. 148 (sep. 8), pl. xi, fig. 1-9.

L'opésie mesure 0,20 sur 0,12. Toutes les figures sont exactes. Eisenstadt.

HIANTOPORIDAE MACGILLIVRAY 1895.

Tremopora radificera HINCKS 1881. Nouveau. Les cellules sont disjointes. Les colonies sont bilamellaires ou unilamellaires. La face inférieure de ces dernières présente des tubérosités hydrostatiques. La présence de pores radiculaires est très possible. Eisenstadt (Pl. xxiii, fig. 5).

OPESIULIDAE JULLIEN 1888.

Onychocella angulosa REUSS 1847, p. 93, pl. xi, fig. 10 (*Cellepora*); REUSS 1874, p. 185 (sep. 45), pl. x, fig. 13, 14 (*Membranipora*).

Eisenstadt, Porzteich.

Micropora coriacea ESPER 1791. REUSS 1847, p. 94, pl. xi, fig. 15 (*Cellepora papyracea*); REUSS 1874, p. 185 (sep. 45), pl. x, fig. 9 (*Membranipora papyracea*).

Eisenstadt.

CALPENSIDAE CANU et BASSLER 1923.

Calpensia cucullata REUSS 1847, p. 60, pl. vii, fig. 31 (*Cellaria*); Manzoni 1877, II, p. 69, pl. xv, fig. 50, pl. xvi, fig. 53 (*Vincularia*). REUSS 1847, p. 72, pl. viii, fig. 37 (*Eschara costata*).

Le cadre est très épais. Nous avons observé des cas curieux de régénération totale inverse. Les mesures micrométriques sont : $h_0 = 0,14$, $l_0 = 0,24$; $L_z = 0,80-0,90$, $l_z = 0,50-0,60$. Eisenstadt, Porzteich.

Calpensia gracilis REUSS 1847, p. 93, pl. XI, fig. 12 (*Cellepora*) ; Reuss 1874, p. 184 (sep. 44), pl. x, fig. 5-7 (*Membranipora*).

La plus grande confusion règne sur la bibliographie de cette espèce. Elle a été confondue avec trois ou quatre espèces d'aspect à peu près semblable, mais dont les mesures micrométriques sont totalement différentes. Sur des spécimens unilamellaires, probablement entourant de fines algues et correspondant rigoureusement à la fig. 7 du mémoire de 1874, nous avons relevé : $h_0 = 0,08$, $l_0 = 0,10$; $L_z = 0,64$, $l_z = 0,34$. Sur les spécimens encroûtant les coquillages la largeur des cellules est légèrement plus grande (0,36). Elle ne peut être confondue avec le *Calpensia impressa* MOLL 1803, dont l'orifice est beaucoup plus large (0,14) et dont la largeur zoéciale varie de 0,40 à 0,44. C'est encore moins le *Thalamoporella andegavensis* MICHELIN 1844, dont les opésiules sont dissymétriques, plus grosses et placées beaucoup plus bas. La bibliographie se réduit donc aux seules figurations de Reuss 1847 et 1874 et sa distribution géologique est simplement tortonienne. Nous figurons à nouveau $\times 20$ un spécimen correspondant à la figure 7. Eisenstadt, Porzteich (Pl. XXIII, fig. 6).

Cupularia haidingeri REUSS 1847, p. 58, pl. VII, fig. 26, 27 (*Lunulites*) ; Manzoni 1877, II, p. 71, pl. XVI, fig. 54.

Les figures de Manzoni sont parfaitement exactes. Les spicules frontales sont très irrégulières, très courtes ; outre les deux condyles qui supportent la valve operculaire, il y en a généralement trois. Les dimensions des Cupulaires varient beaucoup selon les localités. Il en est de même de la présente espèce dont l'extension géologique est assez grande car elle a été communément observée dans le Miocène français. Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn.

ASPIDOSTOMIDAE CANU 1908.

Ghrossotæcia venusta EICHWALD 1840. Reuss 1874, p. 169 (sep. 29), pl. VI, fig. 8. Les cellules sont hexagonales. — $h_a = 0,10$, $l_a = 0,14$; $L_z = 0,60$, $l_z = 0,60$.

Eisenstadt.

CELLARIIDAE HINCKS 1880.

Cellaria fistulosa LINNÉ 1766. Reuss 1847, p. 59, pl. VII, fig. 28, 29 (*R. marginata*) ; Reuss 1874, p. 143 (sep. 3), pl. XII, fig. 3-13 (*Salicornaria farciminoïdes*).

Eisenstadt, Porzteich.

COSTULAE JULLIEN 1888.

Puellina radiata MOLL. 1803. Reuss 1847, p. 82, pl. IX, fig. 28 (*Cellepora scripta*), p. 83, pl. X, fig. 5 (*Cellepora megacephala*) ; Reuss 1874, p. 165 pl. I, fig. 7, pl. VI, fig. 1 (*Lepralia scripta*).

Eisenstadt.

Lepralia rarecostata REUSS 1847, p. 83, pl. x, fig. 4 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 166 (sep. 26), pl. i, fig. 8 (*Lepralia*).

Tous les auteurs considèrent que cette espèce est une variation du *Puellina radiata* et que les figures de Reuss sont exagérées. Nos spécimens confirment cette interprétation. Eisenstadt.

Lepralia manzonii REUSS 1874, p. 171 (sep. 31), pl. i, fig. 6.

L'ovicelle de cette espèce étant inconnue, il est difficile de la classer convenablement. Eisenstadt.

Cribrilina annulata FABRICIUS 1780. Le spécimen figuré est bilamellaire. Il nous a paru identique aux formes très calcifiées figurées par Smitt 1867. De plus nombreux et de meilleurs spécimens modifieront peut-être cette interprétation. Cette espèce récente serait mieux classée en Alderinidae. Eisenstadt (Pl. XXIV, fig. 2).

Figularia haueri REUSS 1847, p. 83, pl. x, fig. 2 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 170 (sep. 30), pl. i, fig. 1-3 (*Lepralia*).

Les dimensions observées sont : apertura = 0,12, Lz = 0,70, lz = 0,40. C'est à tort que cette espèce a été assimilée au récent *Figularia figularis* JOHNSTON 1847. Eisenstadt.

HIPPOTHOIDAE LEVINSON 1909.

Hippothoa rugulosa REUSS 1874, p. 169 (sep. 29), pl. III, fig. 2 (*Lepralia*).

Les cellules femelles sont pourvues d'une grosse ovicelle (non figurée). — la = 0,04; Lz = 0,50, lz 0,12. Eisenstadt, Steinabrunn.

ESCHIARELLIDAE LEVINSEN 1909.

Buffonella incisa REUSS 1874, p. 74, p. 168 (sep. 28), pl. III, fig. 4. — ha = 0,10, la = 0,10; Lz = 0,44.

Eisenstadt.

Schizoporella geminopora REUSS 1847, p. 74, pl. IX, fig. 3-4 (*Vaginopora*); Manzoni 1877, II, p. 55, pl. II, fig. 10, pl. III, fig. 11-13 (*Hcmieschara*).

Cette espèce est assez commune; cependant son ovicelle n'a pas encore été trouvée. Il est probable qu'elle en est dépourvue et qu'il faudra créer pour elle un Genre nouveau. Les colonies sont unilamelaires. La face inférieure porte des pores radiculaires plus constants et plus gros que ceux du genre *Petralia*. A cause de la forme de l'apertura nous la laissons dans le Genre *Schizoporella* qui est maintenant un genre de rebut. Eisenstadt, Steinabrunn, Porztech.

Schizopodrella unicornis JOHNSTON 1847. Reuss 1847, p. 90, pl. 10, fig. 27 (*Cellepora dunkeri*); Reuss 1874, p. 158, pl. VI, fig. 12 (*Lepralia ansata*), pl. VI, fig. 13 (*Lepralia ansata* var. *porosa*).

Eisenstadt.

Stylopoma granulata nov. sp.

Pl. XXIII, FIG. 8, 9, 10.

Diagnose. — Le Zoarium est multilamellaire ; les lamelles sont superposées d'un seul côté. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un sillon, elliptiques, très irrégulières, orientées dans tous les sens ; la frontale est un trémocyste à gros pores séparés par des *granules* et superposé à olocyste finement perforé. L'apertura est petite, un peu transverse, avec une rimule proximale large et arrondie ; le péristome est large, lisse et un peu saillant. Fréquemment un petit aviculaire triangulaire est adjacent au bord proximal de l'apertura.

$$\text{Apertura} \begin{cases} \text{ha} = 0,10 \\ \text{la} = 0,11 \end{cases} \quad \text{Zoécie} \begin{cases} \text{Lz} = 0,60 \\ \text{lz} = 0,36-0,40 \end{cases}$$

Affinités. — Les colonies devaient probablement ramper sur les algues, car nous n'avons pas observé un seul spécimen fixé à un substratum solide.

Nous n'avons pas trouvé une seule oviceille intacte. Ce n'est donc que par analogie que nous classons cette espèce en *Stylopoma* ; nous prenons en considération la forme de l'apertura, la mauvaise orientation des cellules et l'aspect multilamellaire des colonies.

Il diffère du *Stylopoma spongites* PALLAS 1766, par son apertura un peu moins large, par sa grande longueur cellulaire, par l'absence d'un grand aviculaire interzoécial, par son petit aviculaire oral inconstant et non éloigné de l'apertura.

Localité. — Steinabrunn.

Schizobrachiella goniosoma REUSS 1847, p. 87, pl. x, fig. 18 (*Cellepora*), pl. x, fig. 17 (*Cellepora concinna*) ; REUSS 1874, p. 176 (sep. 36), pl. II, fig. 6 et pl. III, fig. 3 (*Lepralia*). — ha = 0,10, la = 0,11 ; Lz = 0,63, lz = 0,45.

Les mesures zoéciales sont très irrégulières ; les cellules transverses et hexagonales sont fréquentes, de sorte que la largeur peut varier de 0,45 à 0,70. L'ovicelle est de même nature que la frontale ; elle est fréquemment bordée par un bourrelet légèrement saillant ; elle est fermée par l'opercule. Eisenstadt.

Schizobrachiella sanguinea NORMAN 1868. REUSS 1874, p. 177 (sep. 37), pl. VII, fig. 6 (*Lepralia grossipora* et *crassipora* sur la planche).

Eisenstadt.

Stephanosella entomostoma REUSS 1847, p. 92, pl. XI, fig. 7 (icon. mala) ; REUSS 1874, p. 157 (sep. 17), pl. IV, fig. 11 (*Lepralia*). — ha = 0,08, la = 0,08 ; Lz = 0,44-0,50, lz = 0,30-0,40.

Eisenstadt.

Ce n'est pas du tout le *S. biaperta* MICHELIN 1845. Il y a un aviculaire placé au niveau de l'apertura et l'autre beaucoup plus bas. Cette dissymétrie est très apparente sur la figure de REUSS 1874.

Hippomenella hypsostoma REUSS 1874, p. 162 (sep. 22), pl. V, fig. 9, 10 (*Lepralia*).

Eisenstadt.

Hippopleurifera biauriculata REUSS 1847, p. 66, pl. VIII, fig. 15 (*Eschara*); Manzoni 1877, p. 59, pl. IX, fig. 29 (*Eschara*).

Eisenstadt.

Peristomella coccinea JOHNSTON 1847. Reuss 1874, p. 155 (sep. 15), pl. VI, fig. 11 (*Lepralia*).

Eisenstadt.

Microporella barrandei REUSS 1847, p. 92, pl. XI, fig. 9 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 152 (sep. 12), pl. V, fig. 7, 8 (*Lepralia*).

Espèce très voisine du *Microporella ciliata* PALLAS 1766.

Calloporina decorata REUSS 1847, p. 89, pl. X, fig. 25 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 154 (sep. 14), pl. V, fig. 2, p. 162 (sep. 22), pl. V, fig. 11 (*Lepralia sturii*).

Eisenstadt.

Nous ne pouvons classer les trois espèces suivantes à cause de la mauvaise conservation des spécimens.

Lepralia schizogaster REUSS 1847, p. 84, pl. X, fig. 9 (*Cellepora*); p. 161 (sep. 21), pl. III, fig. 10 (*Lepralia*).

Eisenstadt.

Lepralia partschi REUSS 1847, p. 92, pl. XI, fig. 8 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 168 (sep. 28), pl. V, fig. 12-13.

Eisenstadt.

Lepralia planiceps REUSS 1874, p. 177 (sep. 37), pl. III, fig. 1.

Eisenstadt.

PETRALIIDAE LEVINSEN 1909.

Coleopora tubulosa nov. sp.

Pl. XXIV, FIG. 5.

Diagnose. — Le Zoarium encroûte les coquillages. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un profond sillon, allongées, tubuleuses, saillantes, très grandes; la frontale est très convexe, très finement réticulée, presque lisse. L'apertura est petite, suborbiculaire, cachée au fond d'une longue péristomie; le péristome est saillant, très épais.

Apertura	{	ha = 0,15	Zoécie	{	Lz = 0,70-1,00
		la = 0,15			lz = 0,55-0,60

Affinités. — Notre spécimen est incomplet et dépourvu d'ovicelle; mais il offre tant d'analogie avec le *Coleopora verrucosa* CANU et BASSLER *mss.*, une espèce récente que nous avons découverte aux Iles Philippines, que nous n'hésitons pas à le classer dans ce nouveau genre récent. Le vrai péristome est quelquefois distinct du péristome visible formé par le développement de l'écusson pétralidien primitif.

Localité. — Eisenstadt.

SMITTINIDÆ LEVINSEN 1909.

Smittina reticulata J. MAC GILLIVRAY 1842. Reuss 1847, p. 87, pl. x, fig. 20 (*Cellepora trigonostoma*); Reuss 1874, p. 162 (sep. 22), pl. iv, fig. 5 (*Lepralia trigonostoma*). — ha = 0,08, la = 0,12; Lz = 0,80, lz = 0,24.

La lyrule est plate, peu saillante, très profondément placée. Eisenstadt.

Mucronella variolosa JOHNSTON 1838. Reuss 1847, p. 83, pl. x, fig. 12 (*Cellepora serrulata*), p. 89; Reuss 1874, p. 167 (sep. 27), pl. II, fig. 2, 3 (*Lepralia serrulata*).

Nous ne comprenons pas pourquoi l'auteur a identifié son *Cellepora serrulata* avec son *Cellepora crassilabris*; ils sont absolument différents. Le second est probablement le *Lepralia ligulata* MANZONI 1870, qu'il faut classer en *Porella*. Eisenstadt.

Mucronella variolosa var. *tenera* REUSS 1874, p. 167 (sep. 27), pl. II, fig. 4 (*Lepralia*). — ha = 0,05, la = 0,15; Lz = 0,75, lz = 0,30-0,40.

Sauf pour la hauteur de l'apertura les mesures sont identiques à celles de *Mucronella variolosa*. A cause de cette petite hauteur aperturale et de la présence des granules frontales, nous en faisons une variété. Eisenstadt.

Mucronella levigata nov. sp.

PL. XXIV, FIG. 1.

Diagnose. — Le Zoarium encroûte les coquillages. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un filet très mince, disposé au fond d'un sillon profond, elliptiques, allongées; la frontale est très convexe, bordée de pores aréolaires petits et écartés, et formée par un pleurocyste lisse et détachable surmontant un olocyste également lisse. L'apertura est très petite, suborbiculaire; la lyrule proximale est très petite, plate, profondément attachée, peu visible; le péristome est épais, saillant, relié au mucron proximal.

$$\text{Apertura} \left\{ \begin{array}{l} \text{ha} = 0,10 \\ \text{la} = 0,08 \end{array} \right. \quad \text{Zoécie} \left\{ \begin{array}{l} \text{Lz} = 0,50-0,55 \\ \text{lz} = 0,30-0,40 \end{array} \right.$$

Affinités. — Dans le Crag anglais, il y a deux espèces presque semblables et de structure identique mais dont l'apertura et les dimensions sont beaucoup plus grandes: le *Lepralia haimeseana* BUSK 1859 et le *Lepralia reussiana* BUSK 1859. Ces trois espèces forment un groupe bien spécial dans le genre car le pleurocyste est généralement plus ou moins granuleux ou costulé. Leurs ovicelles sont inconnues, et il est difficile de les séparer dans un Genre différent. Nous ne connaissons pas d'équivalents dans la faune récente.

Localité. — Eisenstadt.

Porella cervicornis PALLAS 1768. Reuss 1847, p. 68, pl. VIII, fig. 24 (*Eschara undulata*); Manzoni 1877, II, p. 61, pl. VII, fig. 24 (*Eschara*).

Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn. Espèce très commune et d'une grande extension géologique.

Porella conferta REUSS 1847, p. 71, pl. VIII, fig. 32 (*Eschara*); Manzoni 1877, II, p. 64, pl. IX, fig. 31, pl. X, fig. 32 (*Eschara*).

ha = 0,16, la = 0,12; Lz = 0,64-0,70, lz = 0,24-0,24. — Il y a un petit aviculaire rond, peu apparent, disposé au fond de la péristomie et non signalé par les auteurs. Porzteich.

Umbonula macrochila REUSS 1847, p. 65, pl. VIII, fig. 14 (*Eschara*); Manzoni 1877, II, p. 56, pl. IV, fig. 15 (*Eschara*).

Le gros umbo avicularien placé sur la frontale cache une partie de l'apertura. — Lz = 0,70, lz = 0,34. — Eisenstadt, Porzteich.

Umbonula ceratomorpha REUSS 1847, p. 80, pl. IX, fig. 25 (*Cellepora*); REUSS 1874, p. 175 (sep. 35), pl. III, fig. 6-8 (*Lepralia*).

Le long aiguillon avicularien placé sur la frontale cache l'apertura. — Lz = 0,50-0,60, lz = 0,30. — L'ovicelle s'ouvre par une large ouverture juste en face l'aiguillon qui paraît ainsi être l'organe chargé d'assurer le passage des œufs. Eisenstadt, Kroisbach.

Palmicellaria ternata REUSS 1847, p. 91, pl. XI, fig. 5 (*Cellepora*); REUSS 1874, p. 167 (sep. 27), pl. III, fig. 11 (*tenera* sur la planche) et pl. VII, fig. 5.

ha = 0,12, la = 0,10; Lz = 0,56-0,60, lz = 0,40-0,50. — L'apertura est suborbiculaire avec un bord proximal concave. Les pores aréolaires sont petits et facilement bouchés. Il y a un petit aviculaire médian adjacent à l'apertura; il remplace l'umbo avicularien d'autres espèces du même genre probablement parce que l'opercule était plus fortement chitinisé. Steinabrunn.

Nous ne pouvons classer les deux espèces suivantes à cause de l'insuffisance des spécimens observés.

Eschara chiragra REUSS in mss., Manzoni 1877, II, p. 57, pl. IV, fig. 16.

Porzteich.

Eschara patula MANZONI 1877, II, p. 66, pl. XII, fig. 12.

RETEPORIDAE SMITT 1867.

Retepora cellulosa SMITT 1867. REUSS 1867, p. 48, pl. VI, fig. 34; Manzoni 1877, II, p. 68, pl. XIV, fig. 48.

Nous n'osons pas affirmer que c'est bien l'espèce récente étudiée par Smitt et Waters. Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn.

Retepora rubeschii REUSS 1847, p. 48, pl. VI, fig. 35-37; Manzoni 1877, II, p. 69, pl. 14, fig. 49.

Cette espèce, facile à déterminer, paraît être spéciale à la région. Steinabrunn, Baden.

TUBUCELLARIIDAE BUSK 1884.

Tubucellaria ceroides ELLIS et SOLANDER 1786. Reuss 1847, p. 61, pl. VIII, fig. 1, 2 (*Cellaria michelini*); Reuss 1874, p. 146 (sep. 6), pl. XI, fig. 11-15; pl. XII, fig. 1, 2 (*Cellaria*).

La synonymie de Reuss est mauvaise. — Lz = 1,50, lz = 0,60. — Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn.

ADEONIDAE JULLIEN 1903.

Adeona heckeli REUSS 1847, p. 85, pl. x, fig. 10 (*Cellepora*); Reuss 1874, p. 163 (sep. 23), pl. VI, fig. 7 (*Lepralia violacea*).

Reuss admet la priorité du nom de Johnston. Jelly, dans son catalogue, met au contraire le nom de Reuss en priorité; elle indique en effet 1849 (p. 184) pour la publication de la seconde édition de l'ouvrage de Johnston alors que dans la Table des auteurs elle indique 1847. Eisenstadt.

Adeonella polystomella REUSS 1847, p. 70, pl. VIII, fig. 27, 28 (*Eschara*); Manzoni 1877, II, p. 63, pl. VIII, fig. 26 (*Eschara*).

Eisenstadt, Porzteich.

Adeonellopsis coscinophora REUSS 1847, p. 67, pl. VIII, fig. 20 (*Eschara*); Manzoni 1877, II, p. 62, pl. VIII, fig. 25 (*Eschara*).

L'aviculaire médian est petit; l'area cribriforme est très profond. Les cellules sont convexes et séparées par un sillon profond. — ha = 0,06, la = 0,08; Lz = 0,40-0,50, lz = 0,30-0,34. — Eisenstadt, Steinabrunn.

Schizostoma polyomma REUSS 1847, p. 71, pl. VIII, fig. 33 (*Eschara*); Manzoni 1877, II, p. 63, pl. VIII, fig. 27, pl. IX, fig. 28 (*Eschara*).

A l'extérieur les mesures sont : ha = 0,10, la = 0,10; Lz = 0,60, lz = 0,30. A l'intérieur, l'apertura porte deux condyles; les cellules mesurent Lz = 0,48, lz = 0,24. Les génésies sont des cellules plus larges dont l'apertura mesure ha = 0,10, la = 0,16. Porzteich.

Schizostoma neglecta MANZONI 1877, II, p. 65, pl. XI, fig. 38 (*Eschara*).

ha = 0,10, la = 0,08; Lz = 0,50-0,54, lz = 0,14. — Les colonies sont encroûtées de calcaire à leur base. La pellicule est seulement superposée; brisée, les cellules apparaissent (fig. 9). A l'intérieur, il n'y a pas de condyle à l'apertura qui a bien cependant la rimule caractéristique. Les génésies sont des larges cellules à orifice suborbiculaires (fig. 8). Porzteich, Steinabrunn (Pl. XXIV, fig. 6, 7, 8, 9).

Metrarabdotos moniliferum MILNE EDWARDS 1836. Reuss 1847, p. 69, pl. VIII, fig. 25 (*Eschara punctata*); Manzoni 1877, II, p. 59, pl. V, fig. 20, pl. VI, fig. 21 (*Eschara*).

Les mesures micrométriques sont assez variables. Sur des spéci-

mens sans aviculaires nous avons observé : ha = 0,16, la = 0,10-0,12; Lz = 0,90, lz = 0,30; et sur des spécimens avec aviculaires : ha = 0,14-0,16, la = 0,10; Lz = 0,60-0,80; lz = 0,34. Les génésies ont une ovicelle endozoéciale. Il y a une sorte de lyrule au fond du sinus apertural. Espèce commune. Eisenstadt, Porztech, Steinabrunn.

Eschara semitubulosa REUSS 1869. Le seul spécimen observé n'avait pas de génésie ; il est difficile de le classer. Porztech.

CREPIDACANTHIDAE LEVINSEN 1909.

Mastigophora uniserialis nov. sp.

Pl. XXIII, FIG. 7.

Diagnose. — Le Zoarium encroûte les coquillages ; il est formé de branches unisériales ramifiées à angle droit. Les Zoécies sont isolées, grandes, allongées, très rétrécies dans leur portion inférieure; la frontale est très convexe, finement granuleuse, garnie de très petits trémo-pores. L'apertura est suborbiculaire avec une très étroite fente proximale linéaire ; le péristome est large, lisse, complet, très étalé. L'ovicelle est grande, très convexe, de même nature que la frontale, ouverte dans la péristomie. Un petit aviculaire à mandibule sétiforme est placé latéralement à l'extrémité de l'axe transversal médian de chaque zoécie.

Apertura { ha = 0,09 Zoécie { Lz = 0,75-0,80
 { la = 0,09-0 11 { lz = 0,40-0,45

Localité. — Eisenstadt.

PHYLACTELLIDAE CANU et BASSLER 1917.

Perigastrella? parvicella nov. sp.

Pl. XXIV, FIG. 3.

Description. — Le Zoarium encroûte les coquillages. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un sillon profond, *petites*, tubuleuses, la frontale est convexe, lisse ou très légèrement granuleuse, bordée de petits pores aréolaires très écartés. L'apertura est suborbiculaire (?) ; le péristome est peu saillant, large, complet, lisse, garni souvent de deux épines. L'ovicelle est grande, très convexe, lisse, nettement séparée de la zoécie ; son ouverture est très grande.

Apertura { ha = 0,07 Zoécie { Lz = 0,35-0,40
 { la = 0,07 { lz = 0,25

Affinités. — C'est la plus petite espèce du Genre. En réalité les apertures du spécimen étant très irrégulières nous n'avons pas bien vu leur forme véritable. La grande ouverture de l'ovicelle, l'indépendance et la position de celle-ci, ainsi que la nature de la frontale sont les caractères pris en considération pour classer cette petite espèce.

Localité. — Eisenstadt.

Perigastrella lunata nov. sp.

Pl. XXIV, FIG. 4.

Description. — Le Zoarium encroûte les coquillages. Les Zoécies sont distinctes, séparées par un sillon profond, peu allongées, irrégulières, ventruës ; la frontale est peu convexe, finement granuleuse, bordée de pores aréolaires minutissimes. L'apertura est petite, *en forme de croissant*; le péristome est épais, complet, à peine saillant. L'ovicelle est très petite, convexe, mais à grande ouverture.

$$\text{Apertura} \begin{cases} \text{ha} = 0,03 \\ \text{la} = 0,09 \end{cases} \quad \text{Zoécie} \begin{cases} \text{Lz} = 0,55-0,70 \\ \text{Iz} = 0,35-0,55 \text{ (variable)} \end{cases}$$

Affinités. — Cette espèce est suffisamment caractérisée par la forme de son apertura et ses petites ovicelles. L'irrégularité est telle qu'il n'y a pas deux cellules rigoureusement semblables sur une colonie. Beaucoup de Bryozoaires sont d'excellents géomètres ; mais d'autres au contraire, et c'est le cas présent, se développent très irrégulièrement même sur les surfaces rigoureusement planes. Il n'y a pas de cause extérieure à ce phénomène : c'est un caractère spécifique inhérent à la larve même.

Localité. — Eisenstadt.

CELLEPOPIDAE BUSK 1852.

Holoporella globularis BRONN 1837. Reuss 1847, p. 76, pl. IX, fig. 11-13 (*Cellepora*) ; Manzoni 1877, II, p. 51, pl. I, fig. 2 (*Celleporaria*).

Le diamètre de l'orifice est 0,10. Eisenstadt.

Schismopora aviculifera MANZONI 1877, p. 52, pl. I, fig. 5 (*Celleporaria*).

Le diamètre de l'orifice est 0,10. La rimule paraît plus large que sur la figure. Eisenstadt, Porzteich.

Schismopora coronopus S. WOOD 1844, forma *tubigera* BUSK 1859.

Espèce récente très commune. Eisenstadt.

Costazzia crassa MANZONI 1877, II, p. 52, pl. I, fig. 4 (*Celleporaria*).

Le diamètre de l'apertura est 0,10 ; la largeur visible des cellules varie de 0,36 à 0,50. Eisenstadt, Porzteich.

Les Cellépores sont abondants dans ces gisements comme partout ailleurs, mais ils sont presque toujours mal conservés et, la plupart du temps, il est parfaitement inutile de tenter une détermination même approximative.

MYRIOZOUIMIDAE SMITT 1866.

Myriozoum truncatum PALLAS 1766. Reuss 1847, p. 73, pl. IX, fig. 2 (*punctatum*) ; Manzoni 1877, II, p. 70, pl. XV, fig. 52, pl. XVII, fig. 55 (*punctatum*).

Eisenstadt.

DIASTOPORIDAE GREGORY 1899.

Proboscina rugulosa REUSS 1847, p. 52, pl. VII, fig. 19 (*Alecto*); Manzoni 1877, III, p. 16, pl. XV, fig. 60 (*Alecto*).

Le diamètre du péristome est 0,24. Eisenstadt.

Proboscina echinata REUSS 1847, p. 52, pl. VII, fig. 14, 15 (*Diastopora*); Manzoni 1877, III, p. 16, pl. XIV, fig. 57.

Le diamètre du péristome est 0,26. Eisenstadt.

Berenicea congesta REUSS 1847, p. 49, pl. VII, fig. 2-3 (*Tubulipora*); Manzoni 1877, III, p. 14, pl. XIII, fig. 54 (*Diastopora*).

Pergens 1886 appelle cette espèce *Diastopora nova*; il en retire la figure 1 de Reuss 1847. Le diamètre du péristome est 0,16. Nous avons observé deux branches en larges proboscines. Eisenstadt.

Entalophora pulchella REUSS 1847, p. 40, pl. VI, fig. 10 (*Cricopora*); Manzoni 1877, III, p. 11, pl. IX, fig. 35 (*Pustulopora*).

Péristome = 0,14-0,16; longueur des tubes = 0,80-0,90; diamètre du zoarium = 0,80. Espèce très indécise dont il est difficile de fixer les caractères essentiels sans un grand nombre de spécimens. Eisenstadt, Steinabrunn (Pl. XXV, fig. 14).

Filisparsa typica MANZONI 1877, III, p. 10, pl. VIII, fig. 30.

Eisenstadt, Porzteich.

HETEROPORIDAE PERGENS et MEUNIER 1886.

Ceripora globulus REUSS 1847, p. 33, pl. V, fig. 7; Manzoni 1877, III, p. 18, pl. XI, fig. 43.

Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn.

CRISIIDAE JOHNSTON 1847.

Crisia hoernesii REUSS 1847, p. 54, pl. VII, fig. 21; Manzoni 1877, III, p. 4, pl. I, fig. 3.

Péristome = 0,10; distance des péristomes = 0,30-0,34; largeur des segments = 0,50. Eisenstadt, Porzteich.

TERVIDAE CANU et BASSLER 1920.

Tervia vibicata MANZONI 1877, III, p. 6, pl. I, fig. 5, pl. II, fig. 7; pl. V, fig. 10.

Eisenstadt, Porzteich.

Tervia irregularis MENEGHINI 1844. REUSS 1847, p. 44, pl. VI, 25 (*Hornera seriatopora*); Manzoni 1877, III, p. 6, pl. VI, fig. 12 (*Idmonea seriatopora*).

Eisenstadt.

PLAGIOECHIDAE CANU 1918.

Plagioecia eudesiana MANZONI 1877, III, p. 13, pl. ix, fig. 36 ; pl. xii, fig. 49 (non Milne Edwards 1836).

Les colonies sont du type *Reticulipora* et non du type *Mesenteripora*. Cette espèce est considérée comme à tort un synonyme du *Diastopora meandrina* S. Wood 1844. Le diamètre du péristome est 0,12. Eisenstadt.

Desmeplagioecia Biseriata nov. sp.

Pl. XXV, FIG. 1.

Diagnose. — Le Zoarium orbiculaire encroûte les coquillages. Les faisceaux au nombre d'une vingtaine sont saillants et formés de deux rangées de tubes ; une dizaine seulement commencent dans la région centrale ; les autres sont plus courts et intercalés. Le péristome est épais et elliptique. L'ovicelle est placée à la périphérie de la colonie ; elle est très longue, saillante, très convexe, lisse, elle interrompt les faisceaux. Autour de la colonie, il y a une large lamelle basale.

Localité. — Eisenstadt.

DIAPEROECHIDAE CANU 1918.

Diaperoecia rugulosa MANZONI 1877, III, p. 11, pl. x, fig. 38 (*Pustulopora*).

L'auteur a figuré, comme variétés, une grande et une petite espèce. La petite espèce a des rides transversales peu saillantes ; les tubes sont très longs car ils glissent entre deux péristomes proximaux. Elle mesure : péristome = 0,16 ; longueur des tubes = 1,00-1,20 ; diamètre des tubes = 0,20 ; largeur des branches = 0,80-1,75. Certaines branches sont presque foliacées et non cylindriques. Eisenstadt, Steinabrunn. L'ovicelle est du type *Diaperoecia*.

Les rides sont très épaisses et très saillantes sur la grosse espèce. Les tubes paraissent plus courts car ils naissent d'un péristome proximal ; ils se prolongent par une portion libre dont la longueur mesure jusqu'à 0,80. Elle mesure : péristome = 0,30 ; longueur des tubes = 0,60-0,70 ; diamètre des tubes = 0,20-0,24 ; écartement des tubes = 0,60-0,70 ; diamètre des branches = 1,00. L'ovicelle n'est pas connue. Eisenstadt.

Les figures de Manzoni, tout comme les nôtres, représentent certainement deux espèces qui n'ont de commun que les rides transversales dont elles sont ornées (Pl. XXV, fig. 12, 13).

Diplosolen obelium JOHNSTON 1847. Eisenstadt. Nouveau.

TUBULIPORIDAE JOHNSTON 1838.

Tubulipora flabellaris FABRICIUS 1780. Reuss 1847, p. 54, pl. vii, fig. 44-43 (*Diastopora plumula*) ; Manzoni 1877, III, p. 14, pl. xii, fig. 50, pl. xiii, fig. 53.

Le diamètre du péristome est 0,14. La bibliographie donnée par Manzoni est parfaitement exacte. Cette espèce est maintenant cantonnée dans la zone froide. Il est remarquable de la voir ici accompagner des espèces de mer beaucoup plus chaude. Eisenstadt.

Tubulipora partschii REUSS 1847, p. 52, pl. VII, fig. 16, 17 (*Diastopora*); Manzoni 1877, III, p. 13, pl. XIV, fig. 55.

Nous avons eu la bonne fortune d'en découvrir un superbe spécimen ovicellé. L'ovicelle est latérale; elle s'étale sur la crête médiane et entre trois faisceaux d'un même côté jusqu'à la marge zoariale. Elle est lisse et très convexe. Le diamètre du péristome est 0,14. Eisenstadt (Pl. XXV, fig. 16).

Tubulipora pluma REUSS 1847, p. 39, pl. VI, fig. 7 (*Defrancia*); Manzoni 1877, III, p. 20, pl. XVIII, fig. 70, pl. XVII, fig. 68 (?).

Nous avons retrouvé les deux formes figurées par Manzoni. D'Orbigny 1852, classait en *Semitubigera* ces tubulipores composés.

Idmonea lineata HAGENOW 1851. Manzoni 1877, III, p. 5, pl. III, fig. 9.

Il est peu probable que la détermination de Manzoni soit exacte. Eisenstadt.

Idmonea disticha REUSS 1847, p. 45, pl. VI, fig. 29-31. Manzoni 1877, III, p. 5, pl. III, fig. 12, 13.

Nous ne pensons pas que ce soit l'espèce de Goldfuss 1827. Nous avons mesuré: péristome = 0,16; écartement des faisceaux = 0,40; largeur des faisceaux = 0,20. Les spécimens sont très médiocres. Steinabrunn.

Idmidronea atlantica (FORBES) JOHNSTON 1849. Manzoni 1877, III, p. 4, pl. II, fig. 9.

Eisenstadt, Porzleich.

Idmidronea fenestrata MANZONI 1877, III, p. 6, pl. IV, fig. 14.

La face dorsale présente des canaux descendants qui sont incontestablement des firmatopores. Ce n'est donc pas l'espèce de Busk 1859 qui est un *Pleuronea*. Porzleich.

Idmidronea carinata REUSS 1847, p. 45, pl. VI, fig. 27. Manzoni 1877, III, p. 5, pl. III, fig. 10.

Espèce facile à reconnaître à cause de la grandeur de l'orifice des tubes et par la présence de 2 tubes aux lignées. Nous avons mesuré: diamètre du premier tube = 0,16; largeur des faisceaux = 0,20; distance des faisceaux = 0,40. Nous ne sommes pas certains de la place générique de cette espèce, nos spécimens étant trop mal conservés. Ce n'est pas l'espèce de Römer. Steinabrunn.

Pleuronea pertusa REUSS 1847, p. 45, pl. VI, fig. 28 (*Idmonea*); Manzoni 1877, III, p. 6, pl. IV, fig. 15 (*Idmonea*).

L'ovicelle n'a pas de place fixe ; elle peut notamment s'étaler sur toute la largeur de la frontale. Les faisceaux sont plus rapprochés sur les branches robustes que sur les rameaux grêles. Largeur des faisceaux = 0,14-0,20 ; distance des faisceaux = 0,20-0,30 (max. = 0,40) ; largeur des branches = 1-2 mm. En section longitudinale les tubes sont cylindriques, à gemmation tripariétale et à parois moniliformes ; les tergoportes dorsaux apparaissent très embrouillés parce qu'ils sont dirigés dans tous les sens et que leurs orifices sont disposés très irrégulièrement sur la dorsale de la colonie. Eisenstadt, Porzleich, Steinabrunn (Pl. XXV, fig. 8, 9).

HORNERIDAE GREGORY 1899.

Hornera striata MILNE EDWARDS 1836. Manzoni 1877, III, p. 8, pl. VII, fig. 20.

Eisenstadt, Porzleich.

Hornera verrucosa REUSS 1866. Manzoni 1877, III, p. 8, pl. VI, fig. 23, pl. VII, fig. 26.

Eisenstadt.

FRONDIPORIDAE BUSK 1875.

Frondipora verrucosa LAMOUREUX 1821. Porzleich. Nouveau.

Frondipora marsiglii MICHELIN 1844. Cette espèce se distingue de la précédente par la disposition oblique de ses faisceaux capités et par la présence de stries longitudinales très rapprochées sur la dorsale des colonies. Eisenstadt.

LICHENOPORIDAE SMITT 1866.

Lichenopora radiata AUDOUIN 1826. Nos spécimens ont plutôt l'aspect de *Defrancia deformis* REUSS 1848 ; mais le type refiguré par Manzoni 1877 indique une espèce voisine du *Lichenopora hispida*. Eisenstadt.

Lichenopora hispida FLEMING 1828. Reuss 1847, p. 50, pl. VII, fig. 6 (*Discoporella echinulata*) ; Manzoni 1877, III, p. 15, pl. XIV, fig. 56 (*Discoporella echinulata*). A cette synonymie Waters ajoute : Reuss 1847, p. 49, pl. VII, fig. 4 (*Tubulipora stelliformis*) ; Manzoni 1877, III, p. 15, pl. XV, fig. 61 (*Discoporella stelliformis*).

Eisenstadt.

Lichenopora deformis REUSS 1847, p. 36, pl. V, fig. 24 (*Defrancia*) ; Manzoni 1877, III, p. 17, pl. XV, fig. 59 (*Defrancia*).

Cette espèce nous paraît voisine de la précédente ; seule son ovicelle paraît plus grande. C'est à vérifier sur un plus grand nombre de spécimens. Eisenstadt.

Lichenopora mediterranea BLAINVILLE 1834. Reuss 1847, p. 38, pl. V, fig. 23 (*Defrancia socialis*) ; p. 36, pl. VI, fig. 3, 4 (*Defrancia formosa*) ; p. 38, pl. VI, fig. 5 (*Defrancia coronula*).

Manzoni 1877 n'a pas refiguré ces différentes espèces. Eisenstadt, Steinabrunn.

Lichenopora stellata REUSS 1847, p. 37, pl. vi, fig. 2 ; Manzoni 1877, III, p. 16, pl. xvi, fig. 63 (*Defrancia*).

Les spécimens sont toujours en Domopora. Ce n'est pas l'espèce de Goldfuss 1827. Eisenstadt, Porzteich, Steinabrunn.

Lichenopora (?) *insignis* MANZONI 1877, III, p. 17, pl. xvi, fig. 64 (*Discotubigera*).

Cette belle espèce est certainement un *Lichenoporidae*. Elle est encore trop peu connue pour être bien classée génériquement. Eisenstad.

Lichenopora congesta REUSS 1847, pl. vii, fig. 1 (*Tubulipora*).

Le spécimen trouvé ressemble beaucoup à la figure précitée de Reuss qui, manifestement, n'est pas le *Berenicea nova* PERGENS et que Manzoni 1877 n'a pas refiguré. Nous en donnons une figure indiquant sa vraie nature. Il appartient peut-être à un genre nouveau ; mais il ne serait pas raisonnable de le faire avec un seul exemplaire. Eisenstadt (Pl. XXV, fig. 15).

Lichenopora ? sp. Nous figurons un superbe spécimen très curieux et qu'il nous est absolument impossible d'introduire dans aucun genre connu. Il faut attendre des matériaux plus nombreux. Eisenstadt (Pl. XXV, fig. 10).

ASCOSOECHIDAE CANU 1918.

Polyascosoechia cancellata REUSS, p. 46, pl. v, fig. 23-27, pl. vi, fig. 33 (*Idmonea*) ; Manzoni 1877, III, p. 7, pl. v, fig. 48 (*Idmonea*).

L'ovicelle est globuleuse, lisse, placée latéralement. La colonie est entourée d'une épaisse épithèque perforée par des vacuoles nombreuses. Les tubes sont cylindriques à gemmation tripariétale. L'espèce est donc du type du *Polyascosoechia lichenoides* GOLDFUSS 1827 et du *P. cancellata* GOLDFUSS 1827. L'espèce miocène devrait donc recevoir un autre nom car elle n'est pas analogue à l'espèce crétacée dont les colonies sont réticulées. Eisenstadt, Porzteich (Pl. XXV, fig. 2 à 7).

Idmonea foraminosa REUSS 1851. Manzoni 1877, III, p. 7, pl. iv, fig. 16 (*Idmonea*).

C'est une espèce très curieuse dont les tubes s'ouvrent latéralement sur les branches. La structure interne est assez nouvelle autant que nous avons pu l'observer sur trois sections mais que nous n'avons pas pu contrôler n'ayant pas suffisamment de matériaux. La section méridienne indique des mésopores pariétaux entre les péristomes. La section longitudinale faite de manière à couper le premier tube indique des mésopores pariétaux épais pour les pores frontaux et des vacuoles pour les pores dorsaux. De plus les tubes sont en cornet à gemmation dorsale. Ces caractères ne permettent pas de classer dans un genre connu. Enfin l'ovicelle est inconnue. Porzteich (Pl. XXV, fig. 11).

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XXIII.

- FIG. 1. — **Ellisina grandis** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant montrant les ovicelles très petites. Eisenstadt. Page 674.
2. — **Membraniporina ogivalina** *nov. sp.*, $\times 20$. Eisenstadt. Page 673.
3. — **Hincksina uncifera** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant. Eisenstadt. Page 673.
4. — **Amphiblestrum denticulatum** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant à opésie finement denticulée. Eisenstadt. Page 674.
5. — **Tremopora radificera** HINCKS 1881, $\times 20$. Spécimen bilamellaire. Page 675.
6. — **Calpensia gracilis** REUSS 1847, $\times 20$. Spécimen unilamellaire. Porzteich. Page 676.
7. — **Mastigophora uniserialis** *nov. sp.*, $\times 20$. Eisenstadt. Page 683.
- 8-10. — **Stylopoma granulata** *nov. sp.*, $\times 20$. Steinabrunn. Page 678.
8, L'apertura et un péristome sans aviculaire; 9, L'apertura n'a pas de péristome et elle est accompagnée d'un aviculaire; 10, Plusieurs fragments, grandeur naturelle, montrant la superposition des lamelles.

PLANCHE XXIV

- FIG. 1. — **Mucronella levigata** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant. Eisenstadt. Page 680.
2. — **Cribrilina annulata** FABRICIUS 1780, $\times 20$. Variété bilamellaire à frontale très calcifiée. Eisenstadt. Page 677.
3. — **Perigastrella parvicella** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant. Eisenstadt. Page 683.
4. — **Perigastrella lunata** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant. Eisenstadt. Page 684.
5. — **Coleopora tubulosa** *nov. sp.*, $\times 20$. Spécimen encroûtant dont deux cellules ont le double péristome. Eisenstadt. Page 679.
- 6-9. — **Schizostoma neglecta** MANZONI 1877, $\times 20$. Steinabrunn. Page 682.
6, Spécimens, grandeur naturelle, bilamellaires; 7, Vue intérieure des cellules dont les plus larges sont les génésies; 8, Spécimen bilamellaire formé de génésies; 9, L'épithèque de consolidation est détachable et montre, en dessous d'elle, les cellules typiques.

PLANCHE XXV

- FIG. 1. — **Desmeplagioecia biseriata** *nov. sp.*, $\times 6$. Eisenstadt. Page 686.
- 2-7. — **Polyascosocia cancellata** REUSS 1847, $\times 12$. Eisenstadt. Page 689.
2, Face antérieure ou frontale; 3, Face latérale avec l'ovicelle; 4, Rameau avec vacuoles disposées au fond des sulcis; 5, 6, Sections transversales montrant la grande épaisseur de l'épithèque et les vacuoles; 7, Section longitudinale, $\times 25$, montrant la gemmation tripariétale des tubes cylindriques.
- 8-9. — **Pleuronea pertusa** REUSS 1846, $\times 55$. Steinabrunn. Page 687.
8, Section transversale; 9, Section longitudinale avec mésopores.
10. — **Lichenopora** ? *sp.*, $\times 12$. Eisenstadt. Page 689.
11. — **Idmonea foraminosa** REUSS 1851, $\times 25$. Longitudinale section. Porzteich. Page 689.
- 12-13. — **Diaperoecia rugulosa** MANZONI 1877, $\times 12$. Eisenstadt. Page 686.
12, *Forma grandis*; 13, *Forma typica*.
14. — **Entalophora pulchella** REUSS 1847, $\times 12$. Eisenstadt. Page 685.
15. — **Lichenopora congesta** REUSS 1847, $\times 12$. Eisenstadt. Page 689.
16. — **Tabulipora parstchii** REUSS 1847, $\times 12$. Spécimen ovicellé. Eisenstadt. Page 687.

LES TERRAINS CRISTALLINS ÉCRASÉS TRAVERSÉS ENTRE MONTLUÇON ET NÉRIS

PAR LA LIGNE DE CHEMIN DE FER (EN CONSTRUCTION)
DE MONTLUÇON A GOUTTIÈRES.

PAR **F. Blondel**¹.

PLANCHE XXVI.

Notre savant confrère, M. G. Mouret, dans une exploration récente (14 juillet 1924) a visité entre Montluçon et Nérès les tranchées de la ligne ferrée en construction, afin de relier, s'il était possible, les différents affleurements de roches écrasées dont M. de Launay a signalé l'existence à l'Est de Montluçon².

Il a attiré notre attention sur l'existence importante de coupes que fournissent ces tranchées au point de vue de la connaissance exacte de la nature des zones de dislocations des terrains cristallins du Massif Central et de la solution que comportent certaines difficultés rencontrées dans l'étude de ces terrains.

Il a également insisté sur l'utilité qu'il y aurait à donner une description de chacune des tranchées de la voie ferrée destinées à devenir classiques. C'est sur ses conseils que nous avons entrepris l'étude qui fait l'objet de la présente note.

Qu'il nous soit permis d'exprimer ici toute notre reconnaissance à M. Mouret pour la bienveillance qu'il nous a témoignée et pour les conseils qu'il a bien voulu nous donner à ce sujet.

Cette étude offre effectivement un grand intérêt : d'une part, comme nous allons le montrer, la ligne de chemin de fer reste constamment dans un terrain cristallin, bouleversé et écrasé; d'autre part, les travaux étant récents, les affleurements sont frais et se laissent plus aisément étudier; enfin, la ligne étant presque continuellement en tranchée, sur 4 km. de longueur, on peut se rendre compte des variations de faciès dans une masse écrasée presque continue.

Il importe, avant tout, de bien définir l'esprit dans lequel nous avons entrepris cette étude; il s'agissait d'analyser un exemple remarquable de terrains écrasés afin de pouvoir tirer parti de cette analyse dans l'étude que nous poursuivons dans la région de Saint-Étienne; et, plus généralement, de fixer, si possible, certains caractères qui seront, peut-être, utiles — du moins nous l'espérons — aux géologues

1. Note présentée à la séance du 15 décembre 1924.

2. DE LAUNAY. Sur quelques roches écrasées du Plateau Central, *CR. Ac. Sc.*, 13 mai 1913.

qui entreprendront la description de pays cristallins ayant subi de tels bouleversements. Par suite, nous nous en sommes tenu exclusivement au point de vue du géologue, sur le terrain, armé de son marteau et de sa loupe et qui essaye de déchiffrer l'énigme que lui présentent de tels terrains. Nous avons donc négligé systématiquement l'étude microscopique et chimique et nous avons cherché surtout à saisir une impression d'ensemble qui frappe l'œil, mais qui échappe à toute analyse de laboratoire.

Peut-être sera-t-il bon, pour montrer l'intérêt des résultats auxquels nous pensons être arrivé, de résumer succinctement le problème auquel nous nous sommes heurté dans l'étude des environs de Saint-Étienne, avant que cette ligne de Montluçon nous ait fourni le fil conducteur. Nous croyons que la difficulté que nous avons rencontrée à Saint-Étienne a été aussi éprouvée par d'autres géologues dans des régions cristallines analogues.

La région de Saint-Étienne révèle, de-ci de-là, des zones de roches écrasées que nous appellerons « classiques », celles que l'on voit dans toutes les collections et que l'on apprend à reconnaître dans les cours de Géologie; c'est une roche indéfinissable pour la pétrographie classique, montrant au microscope des éléments broyés et, à l'œil nu, se révélant sous la forme d'une roche où aucun minéral n'est discernable, avec cependant parfois une fausse allure de poudingue; cette roche est ordinairement de couleur foncée, verdâtre, bleuâtre, noirâtre.

De telles roches ne sont pas rares dans la région de Saint-Étienne. Elles ont été signalées depuis longtemps par MM. Termier et Friedel¹ et ont été considérées comme jalonnant les affleurements de surface de contact anormal. Mais une étude minutieuse et longue du terrain nous a montré que la ligne qui joint deux tels amas de roche écrasée classique semble passer en réalité au milieu de roches intactes, au travers de terrains cristallins offrant une transition lente et continue entre les termes que devrait séparer la ligne de contact anormal.

Si bien que notre première conclusion (voir Bulletin de service de la Carte 1923)² avait été que ces roches écrasées indiquaient seulement de légers glissements, de légers décollements locaux, mais que la surface de contact anormal n'existait pas en fait, puisqu'il lui manquait sa qualité essentielle: d'être continue. Nous devons dire cependant que cette solution, bien que paraissant s'imposer d'après les faits, nous a paru toujours un peu étrange.

Ce sont justement les tranchées de Nérès qui nous ont fourni la véritable solution du problème ainsi posé.

Nous terminerons ces quelques remarques préliminaires en insistant sur le fait que nous n'avons pas voulu reprendre l'étude géologique de cette région, étude qui nous aurait demandé un temps bien

1. P. TERMIER et G. FRIEDEL: Sur les nappes antécéphanienues de la région de Saint-Étienne. *B.S.G.F.* 1907 (4), t. VII, p. 191.

2. Non encore publié à l'heure actuelle (novembre 1924).

plus grand que celui dont nous disposons et que M. Mouret se propose de faire, mais que nous nous sommes borné uniquement aux tranchées elles-mêmes qui constituent le tableau d'un phénomène extraordinaire.

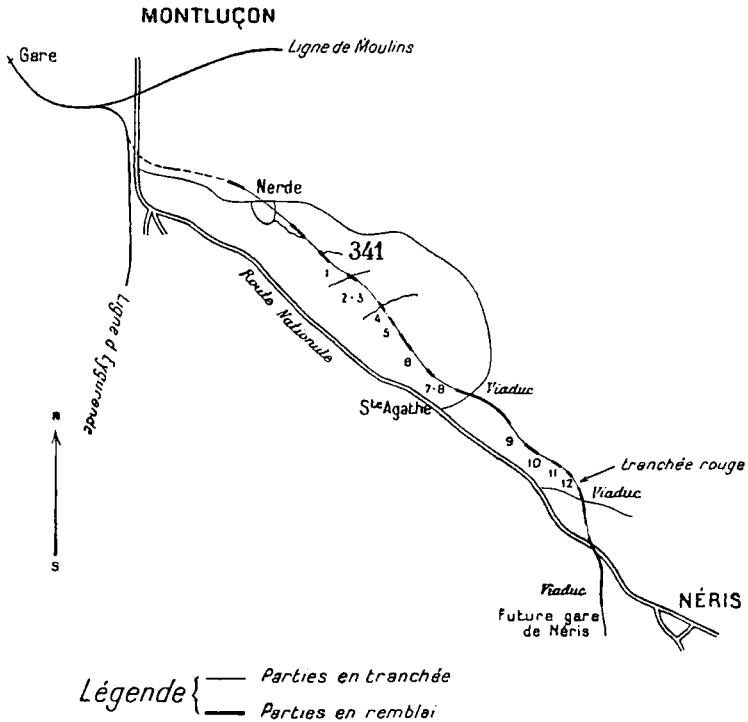


FIG. 1. — Ligne de chemin de fer de Montluçon à Gouttières.
Section de Montluçon à Nérès. Échelle 1 : 65000.

La carte ci-contre (fig. 1) établie au 1/65000 d'après un levé au 1/10000 que M. l'Ingénieur des Ponts et Chaussées de Montluçon a bien voulu nous communiquer, montre le tracé de la ligne. Les parties en tranchée sont marquées en trait fin ; celles en remblai sont en trait fort ; pour la description qui suit, nous avons numéroté ces tranchées du Nord au Sud, dans le sens de Montluçon vers Nérès ; les numéros correspondants sont reportés sur la carte.

I. — *Tout le tronçon de la ligne de chemin de fer compris entre le hameau de Nerde (1500 m. S.E de Montluçon) et l'entrée de Nérès est établi dans un terrain écrasé.*

L'aspect est frappant ; même un œil non exercé admet immédiatement cette conclusion ; quant aux constructeurs de la ligne, ils en sont convaincus à leurs dépens.

Le terrain est entièrement chaotique, bouleversé; l'œil n'aperçoit pas un seul instant ces masses imposantes de granite que l'on rencontre dans les régions cristallines ordinaires et qui impressionnent par leur solidité évidente; de tout le terrain se dégage, en quelque sorte, une apparence de catastrophe.

Certaines de ces tranchées offrent, lorsqu'on les regarde à quelque cent mètres de distance, l'apparence d'énormes masses de boue multicolores, comme si tout le terrain avait coulé; et, cependant quand on s'approche, et que l'on tâte au marteau, on s'aperçoit que cette boue est en réalité formée de vrais cailloux, de cailloux durs qui résistent souvent au choc.

Il est curieux de remarquer, à ce point de vue, que les deux flancs de la tranchée ne sont pas toujours identiques; l'un des deux paraît parfois plus solide et plus résistant que l'autre. C'est qu'il semble que, par endroits, la masse rocheuse tende à se décoller par grands bancs, à se « cliver » en quelque sorte; et, lorsqu'un des flancs de la tranchée correspond à une telle surface de « clivage », il donne des surfaces moins bouleversées que l'autre flanc.

On pourra noter que les surfaces de tels bancs ne sont pas planes, mais toujours plus ou moins bombées, d'ailleurs très irrégulièrement; tandis que les surfaces de cassure du granite en pays non écrasé sont très sensiblement planes.

Nous insistons sur cette impression d'ensemble parce que, évidente à Nérès, elle peut disparaître dans d'autres régions comme nous le dirons tout à l'heure.

Il convient, avant d'entreprendre l'étude de détail, d'être frappé par le phénomène en bloc, surtout lorsque cette impression se dégage d'un affleurement presque continu sur quatre km. de longueur.

Nous tirerons de là une première remarque qui a, croyons-nous, une grande importance. Si l'on consulte la carte géologique de la région (feuille de Montluçon au 1 : 80000) on voit que la zone en question correspond pour une partie à une bande de gneiss et pour une autre partie à une masse de granite. Sans vouloir discuter ici les relations entre ce granite et ce gneiss, nous noterons simplement qu'ils se prolongent à l'Est et à l'Ouest de la tranchée et que celle-ci se présente, par suite, comme une bande de terrains écrasés dans le granite et dans le gneiss; il ne faut donc pas parler d'une *ligne* d'écrasement dans les terrains cristallins; mais au contraire, parler de *bande*, de *zone* d'écrasement; cette bande a ici plusieurs kilomètres de largeur¹.

1. Un tel résultat est loin d'être nouveau; il a été signalé à plusieurs reprises

II. — *Les faciès d'une telle bande écrasée peuvent être très variables.*

C'est encore là un fait qui frappe lorsqu'on parcourt la ligne ferrée ; il semble que l'apparence change à chaque instant ; cette remarque nous a été faite, par ailleurs, par le constructeur de la ligne, à un autre point de vue, comme nous le signalerons plus loin.

Cependant cette très grande variété peut, à la réflexion, s'ordonner quelque peu. En y regardant de plus près, on peut distinguer deux zones principales ; leur limite est très arbitraire car, sur leurs confins, elles se mélangent sur une assez grande longueur (c'est là un point sur lequel nous insistons dès maintenant, nous y reviendrons plus loin) ; cependant, on peut placer le changement de zone quelque part entre la tranchée n° 4 et la tranchée n° 5.

La première zone (à partir de Montluçon) que l'on rencontre à la croupe 341, comprend les tranchées numérotées 1, 2, 3 et 4. Elle est caractérisée par les apparences suivantes :

a. Elle contient des parties feuilletées. Ce feuilletage n'est pas régulier lui-même ; tantôt, surtout dans le début, il porte sur des bandes entières de terrain de 10 à 20 m. de longueur et quelques mètres d'épaisseur ; il lui arrive alors de conserver un parallélisme assez net pour donner l'apparence de véritables micaschistes ; tantôt, ce feuilletage, extrêmement irrégulier, entoure de gros blocs qui ont l'air, si on nous permet cette comparaison, d'épaves blanches flottant sur une mer démontée noirâtre (fig. 1, pl. XXVI) ; il peut alors disparaître brusquement après une zone très feuilletée pour se fondre dans une partie plus massive ; en général, il fournit, dans ces conditions, des lames de terrain, tordues comme à la sortie d'un laminoir ; l'épaisseur des feuillets devient alors extrêmement variable, depuis 1 mm. jusqu'à 10 mm., et, souvent, par leur tranche, ils montrent une structure ondulée avec une section en amandes. Le feuilletage devient de plus en plus confus et plus rare au fur et à mesure que l'on se rapproche de la seconde zone où nous

par M. Mouret dans les zones d'Argentat, de Pontarion, de Glénic, etc... Cf. :

G. MOURET. Sur l'existence d'une zone de roches écrasées longue d'environ 200 km. dans la région ouest du Massif Central français (*CR. Ac. Sc.*, 21 mai 1917).

G. MOURET. Sur quelques effets du laminage des roches observées dans la partie occidentale du Massif Central de la France (*CR. Ac. Sc.*, 24 nov. 1919).

G. MOURET. Sur les prétendus poudingues du Dinantien du département de la Creuse et sur les schistes d'Évaux-les-Bains (*CR. Ac. Sc.*, 21 janvier 1924).

verrons qu'il disparaît tout à fait. Il convient de noter, comme un fait remarquable, cette apparence de pseudo-micaschistes ; on voit bien que le terrain n'est pas constitué de micaschistes dans la tranchée de chemin de fer, parce que celle-ci fournit des affleurements très vastes ; sur un petit affleurement, on pourrait être conduit à noter improprement la présence de micaschiste.

b. Cette zone est extrêmement bouleversée et contient beaucoup de roche écrasée classique. Cette dernière est là très foncée, souvent bleu verdâtre ou quelquefois brun très foncé. Elle contraste avec les blocs qui ne sont pas de la roche écrasée classique et qui sont de couleur claire généralement. Dans ces blocs les enduits cireux sont fréquents dans les cassures. Ces enduits sont de trois sortes : blanc nacré, jaunâtre et verdâtre. Enfin, caractère particulièrement frappant, il est extrêmement difficile d'avoir une cassure nette sous le marteau, que la roche soit ou non du type écrasé classique ; quand on cherche à la casser, elle « éclate » en quelque sorte ; on dirait qu'elle est déjà toute cassée à l'avance jusqu'en très petits fragments et que ces fragments sont recollés par un ciment qui se détache brusquement sous le choc. Au lieu d'une bonne cassure, on a des surfaces rouillées, généralement marbrées de taches brunes ou noires, souvent luisantes.

c. Cependant, de temps à autre, on a une bonne cassure ; alors la roche paraît intacte et est un gneiss assez micacé ; cette apparence de gneiss est même parfois visible, mais rarement, sur l'affleurement, dans des blocs qui semblent avoir été épargnés par l'écrasement.

La deuxième zone que l'on rencontre jusqu'à Nérès, présente des caractères différents :

a. Elle ne contient plus de parties feuilletées.

b. Elle contient moins de roche écrasée classique ; cependant elle en contient encore beaucoup. A l'entrée de l'une des tranchées, une énorme boule de roche écrasée foncée frappe le regard et attire l'attention dans la masse plus claire environnante (fig. 2).

c. Elle se désagrège spontanément en cailloux et en sable (fig. 2, pl. XXVI). Il semble que les petits blocs qui forment les cailloux dont nous parlons soient unis par un ciment qui donne le sable ; et souvent le ciment est prépondérant par rapport à la masse des blocs, de telle sorte que l'on a une curieuse impression, difficile à décrire : on dirait une sorte de coulée meuble qui aurait entraîné des blocs avec elle ; mais elle n'est meuble qu'en surface ; dès qu'on attaque un peu le terrain, le sable disparaît pour faire place au terrain résistant. Ce sont

surtout ces tranchées qui donnent l'apparence de grandes masses boueuses dont nous parlions au début (fig. 3, pl. XXVI).

d. Cette zone contient assez souvent de la roche intacte (fig. 2 et 3, pl. XXVI). C'est alors du granite, un granite à beaux éléments, à feldspaths roses, souvent assez gros, de telle sorte qu'il nous paraît vraisemblable de considérer ce granite comme porphyroïde. Les éléments foncés de ce granite, dès que celui-ci est un peu écrasé, s'altèrent en éléments d'un vert assez clair ; aussi ces tranchées sableuses sont-elles toutes mouchetées de points verts et roses qui produisent un effet curieux dans leur ensemble.

e. Enfin, l'une des tranchées (n° 12) — la dernière avant d'arriver au dernier viaduc avant Nérès — est toute rouge, d'un rouge sanguine assez vif. Mais ce n'est pas par sa couleur que cette tranchée est remarquable ; elle est surtout à considérer pour son apparence de pouddingue ; elle contient en effet de très gros blocs de granite roulés, au moins en apparence.

Il convient de noter que cette tranchée est encadrée par d'autres tranchées sans blocs arrondis ; d'autre part elle ne présente aucune espèce de stratification ni de classement des gros et des petits blocs. Peut-être s'agit-il cependant d'un pouddingue houiller. Nous laissons la question en suspens, car il ne nous semble pas que l'on puisse résoudre cette question sans entreprendre une étude d'ensemble des roches de la région.

J'ai insisté sur les différences entre les deux zones pour mieux

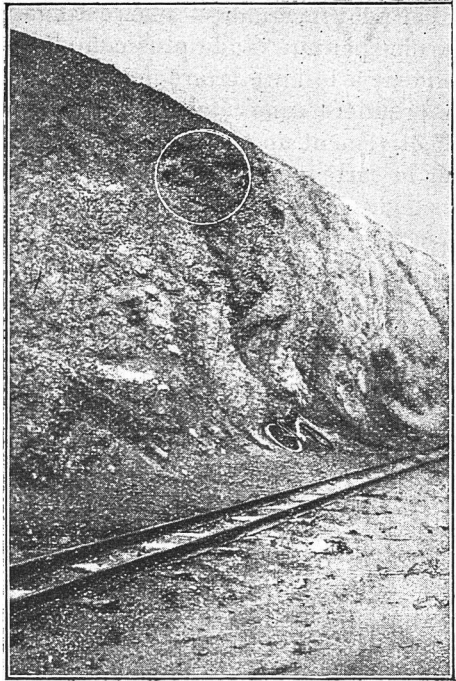


FIG. 2. — Grosse boule de roche écrasée classique (entourée d'un rond). (La photo ne fait pas bien ressortir le contraste très apparent sur le terrain). Tranchée n° 9, à 40 m. de l'origine, talus de gauche.

faire ressortir leurs caractères ; mais il faudrait se garder de croire que ces différences soient très tranchées à la limite ; on passe *progressivement et comme par une transition* d'une zone à l'autre. Les différences sont sensibles entre les tranchées extrêmes des deux zones ; elles le sont beaucoup moins vers la limite commune.

On peut imaginer — mais c'est là une hypothèse qu'il faudrait vérifier par une étude plus complète de la région — que, comme tendent à le faire croire les parties préservées de l'écrasement, la première zone était effectivement un gneiss et la seconde, effectivement un granite. C'est d'ailleurs ce qui avait été admis sur la carte géologique, et la limite que nous indiquions entre les deux zones correspond sensiblement à la limite marquée sur la carte entre le gneiss et le granite.

On peut aussi penser que la première zone a été effectivement soumise à des efforts mécaniques plus intenses. Mais ceci nous paraît plus douteux que la première hypothèse qui, elle, repose sur l'observation de parties intactes. Si, effectivement, deux terrains de structure différente ont été en contact, il est vraisemblable que les produits d'écrasement, tout en se pénétrant mutuellement à la limite, aient pris des apparences un peu différentes ; il nous semble, au contraire, plus hasardeux de conclure à l'importance de l'effet mécanique sur une simple impression d'ensemble.

III. — Les descriptions précédentes nous conduisent alors à la remarque suivante, de première importance pour le problème que nous indiquions au début : *La roche écrasée classique ne se présente pas en ligne continue dans une zone écrasée : elle n'est qu'en amas*. C'est donc une illusion — que nous avons autrefois — que de vouloir retrouver l'affleurement d'une bande écrasée en ne considérant que la roche écrasée classique.

Il est de toute nécessité de faire aussi, et surtout, attention aux terrains qui ne contiennent pas une telle roche mais qui présentent, par contre, cet aspect de bouleversement dont nous avons essayé de donner une description détaillée.

Il faudra donc, dans les terrains cristallins, repérer soigneusement ces régions où le granite et le gneiss cessent d'avoir cette allure solide, compacte, résistante, qu'on leur reconnaît ordinairement. Et, lorsqu'on se trouve en présence d'un bouleversement qui se manifeste surtout par une impression d'ensemble, il nous semble conforme à l'observation que nous rapportons, de le noter sur la carte comme zone écrasée. Si cette conclusion

est justifiée, on doit voir ces zones bouleversées s'aligner et former des ensembles continus. L'application de cette règle à la région de Saint-Étienne nous a montré que cela était effectivement vérifié.

Mais une autre remarque s'impose : une telle impression d'ensemble est manifeste dans la ligne de Nérès, parce que les affleurements sont visibles sur 10 à 20 m. de hauteur ; une telle sensation d'écrasement peut disparaître complètement sur un affleurement de quelques décimètres carrés. C'est là une difficulté dont il faut tenir compte dans cette observation des terrains cristallins.

IV. — La conclusion précédente est d'ailleurs renforcée par la remarque suivante qui résulte de notre description : *même dans une zone très écrasée, on peut rencontrer de gros blocs — de très gros blocs — parfaitement intacts.*

Nous avons dit plus haut que, parfois, on rencontre dans les tranchées de Nérès, soit du gneiss intact, soit du granite intact, suivant la zone.

Par conséquent, là aussi, les petits affleurements peuvent induire en erreur ; on peut croire, en suivant une zone écrasée, que celle-ci s'arrête parce que l'on aura rencontré de petits affleurements de roche intacte.

Cette remarque n'est pas une simple hypothèse : pour nous rendre compte de la relation entre ce que nous savions exister réellement et ce que les affleurements ordinaires pouvaient montrer, nous avons parcouru divers chemins de la région, exactement comme si nous voulions lever la carte géologique sans connaître la tranchée de chemin de fer.

Parfois nous avons rencontré quelques affleurements dans les ruisseaux ou sur les flancs d'un vallon plus au Nord, et même une petite carrière, qui auraient pu nous révéler la nature réelle de la région. Encore n'aurions-nous pu le faire que grâce aux remarques de la présente étude ; car *nulle part sur les chemins que nous avons parcourus, nous n'avons trouvé de roche écrasée classique* ; et cependant, elle est particulièrement abondante dans la tranchée ; si nous nous étions borné à ce critérium de la roche écrasée classique, nous aurions conclu à une région tranquille ! Mais, par application des remarques de toute cette étude, nous avons pu noter, de-ci de-là, quelques affleurements où le caractère de bouleversement était évident ; en particulier, ce phénomène de la roche qui « éclate » sous le marteau sans donner de cassure nette.

Mais, par contre, il nous est arrivé de noter ainsi, des affleurements de gneiss, et surtout de granite, intacts. Les affleurements visibles dans la descente du ravin qui aboutit à Sainte-Agathe sur la route Montluçon-Néris, par exemple, sont, en très grande partie du granite intact du type plus ou moins porphyroïde décrit plus haut.

C'est donc là une remarque importante pour l'étude des zones écrasées, puisque nous en trouvons confirmation dans la zone même où la tranchée nous apporte la certitude de l'écrasement.

V. — Si l'on admet, comme cela semble probable, que l'on a, dans la tranchée de Néris, une masse de gneiss suivie d'une masse de granite (nous disons : suivie, car les observations que nous avons pu faire ne permettent absolument pas de connaître des relations plus précises), nous devons en tirer cette autre conclusion : *Lorsque deux terrains sont en contact par une bande d'écrasement, on peut avoir l'illusion d'un passage continu de l'un à l'autre à travers l'écrasement.*

Et lorsque nous parlons de passage continu, nous ne voulons pas dire un passage rapide, comme on en constate toujours entre terrains cristallins, qui n'offrent pas d'ordinaire des surfaces de séparations tranchées ; nous voulons parler d'une transition lente qui tend à faire croire, si, pour une raison ou une autre, on ignore l'écrasement, à une même origine des terrains. Entre les gneiss et le granite de Néris, la ligne de chemin de fer nous montre comment se fait en réalité la transition : par un feuilletage de moins en moins net au fur et à mesure que l'on se rapproche du granite, par une diminution de la roche écrasée classique et par l'apparition progressive d'un ciment qui tend à se désagréger en sable.

Mais les affleurements ordinaires de surface, qui ne laisseraient pas voir la vraie raison de l'apparence de transition, montreraient entre les deux terrains des roches bizarres, mi-gneiss, mi-granite, qui présenteraient cette transition : nous avons effectivement rencontré de telles roches dans les observations de surface dont nous avons parlé.

On pourrait nous objecter qu'en réalité la transition constatée dans la tranchée n'est pas une illusion et que le gneiss n'est peut-être lui-même que le granite laminé. Nous ferons simplement remarquer, sans nous engager dans une discussion d'ensemble, que la nature gneissique du terrain du Nord n'est visible que dans les parties intactes.

Mais nous nous placerons à un point de vue plus terre à terre ;

quelque explication que l'on donne l'existence du gneiss, cette existence elle-même n'est pas discutable ; et tout géologue qui ferait la carte de la région serait conduit à distinguer une bande de gneiss au Nord et une masse de granite au Sud ; c'est effectivement ce qui a été fait sur la carte au 1/80000 alors que les écrasements n'étaient pas encore en question.

Nous remarquerons alors qu'entre les deux terrains et *du fait même des écrasements on notera l'existence* d'une zone de transition lente entre le gneiss et le granite.

VI. — *Enfin les considérations précédentes, pour importantes qu'elles soient au point de vue théorique, ne sont pas sans valeur au point de vue technique.*

Les constructeurs de la ligne de chemin de fer s'en sont aperçu à leur dépens ! On avait escompté rencontrer une roche massive granitique, permettant des talus presque verticaux ; on a trouvé, en fait, une roche qui s'éboule, qui ne tient pas et qu'il a fallu tailler en général comme une matière meuble. Si l'on songe que ces tranchées ont souvent 10 m. de hauteur et que ce phénomène se présente sur 4 km. de longueur, on se rend compte aisément de la différence qu'une telle constatation a pu entraîner dans le prix de revient.

Il importe de constater d'ailleurs que, seule, une étude géologique minutieuse aurait pu éviter ce mécompte ; une étude rapide des terrains de surface même comportant quelques sondages aurait pu fournir, à moins d'être mis en garde contre un tel phénomène, des conclusions erronées : c'est ce que nos observations précédentes mettent, nous l'espérons, en évidence.

En particulier, comme nous le faisait remarquer M. l'Ingénieur des Ponts et Chaussées, les sondages auraient déconcerté par la très grande variété de faciès qu'ils auraient mis à jour : les renseignements que l'on aurait pu en tirer auraient été incohérents, à moins de penser à cette notion d'écrasement.

De telles zones écrasées ne sont pas rares dans les terrains cristallins. Pour ne parler que du Plateau Central M. Mouret en a signalé de très importantes à l'ouest de ce massif ; et tout récemment il en a reconnu une nouvelle traversant de l'ouest à l'est le Massif Central à la hauteur de Boussac ; nous venons nous-même de tracer les contours de celles qui ont été signalées dans la région de Saint-Étienne par MM. Termier et Friedel. Il y a donc là un problème dont la technique des mines et des travaux publics ne peut se désintéresser.

Conclusions.

Nous espérons avoir montré sur le très bel exemple de la ligne Montluçon-Néris, les résultats suivants, qui nous paraissent particulièrement importants pour l'étude des régions cristallines :

1. Les écrasements ne sont pas nécessairement limités à une ligne; ils peuvent effectuer des bandes dont la largeur peut atteindre plusieurs kilomètres.

2. Les faciès d'une bande écrasée peuvent être très variables; en particulier, ils peuvent avoir l'apparence de faux mica-schistes.

3. La roche écrasée classique ne se présente pas nécessairement sur des lignes continues; elle peut être en petits amas isolés. L'écrasement se manifeste surtout par une impression d'ensemble qui n'est pas forcément apparente sur de petits affleurements et qui ne se dégage que d'affleurements importants.

4. Dans une zone écrasée, on peut rencontrer de très gros blocs parfaitement intacts; de tels blocs peuvent induire en erreur si on ne les trouve que dans de petits affleurements.

5. Lorsque deux terrains sont en contact par une bande d'écrasement, on peut parfois avoir l'impression d'une transition continue de l'un à l'autre.

6. Le problème de ces zones d'écrasement en terrain cristallin peut être important pour la technique des mines ou des travaux publics.

Nous souhaitons que ces conclusions se trouvent renforcées par des conclusions analogues sur d'aussi beaux exemples que celui des tranchées de Néris qui méritent de devenir classiques à ce point de vue.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXVI

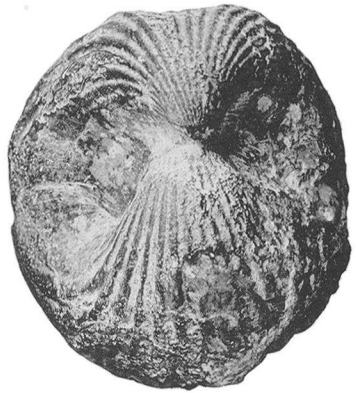
FIG. 1. — Gros bloc blanc entouré par une partie feuilletée noirâtre.
(Tranchée n° 3 à l'origine, talus de droite).

FIG. 2. — Un aspect de la deuxième zone (Tranchée n° 10 à 100 m. de l'origine, talus de gauche). Cette photo montre de gros blocs intacts, les parties les plus écrasées se transformant simplement en petits cailloux (Faciès décrit au début du §, p. 696).

FIG. 3. — Un aspect de la deuxième zone. Tranchée n° 7, à 50 m. de l'origine (talus de gauche). Cette photo montre de gros blocs intacts, avec cette apparence de coulée (milieu droit de la photo) décrite au §, in fine (page 697).



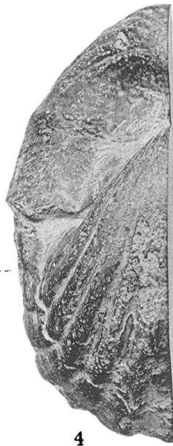
1



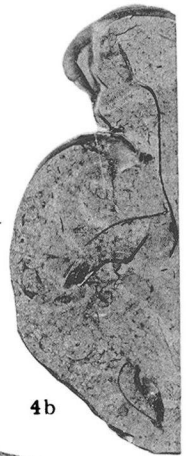
2



4a



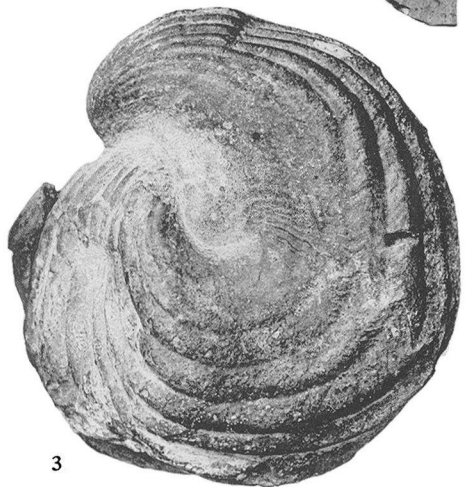
4



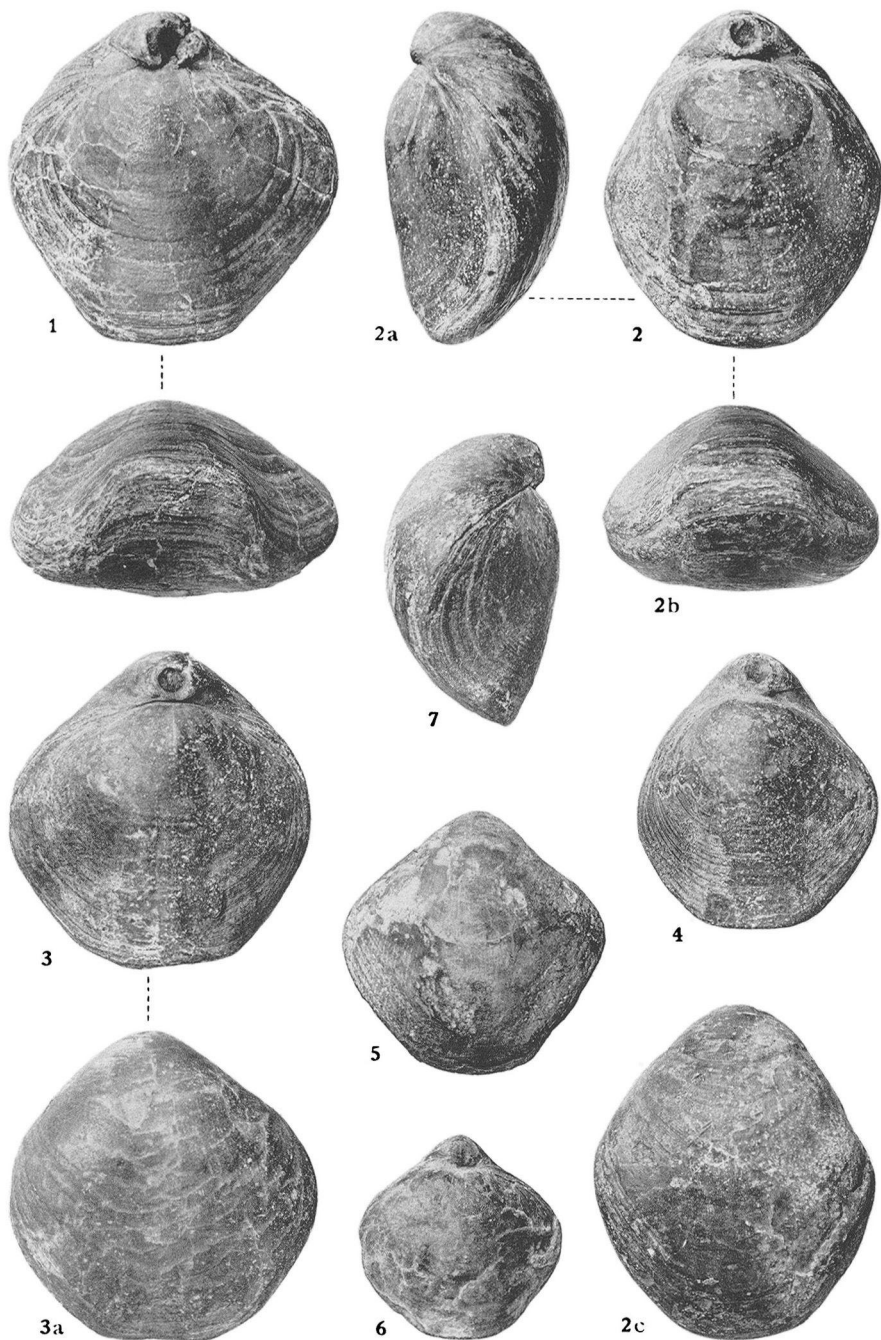
4b



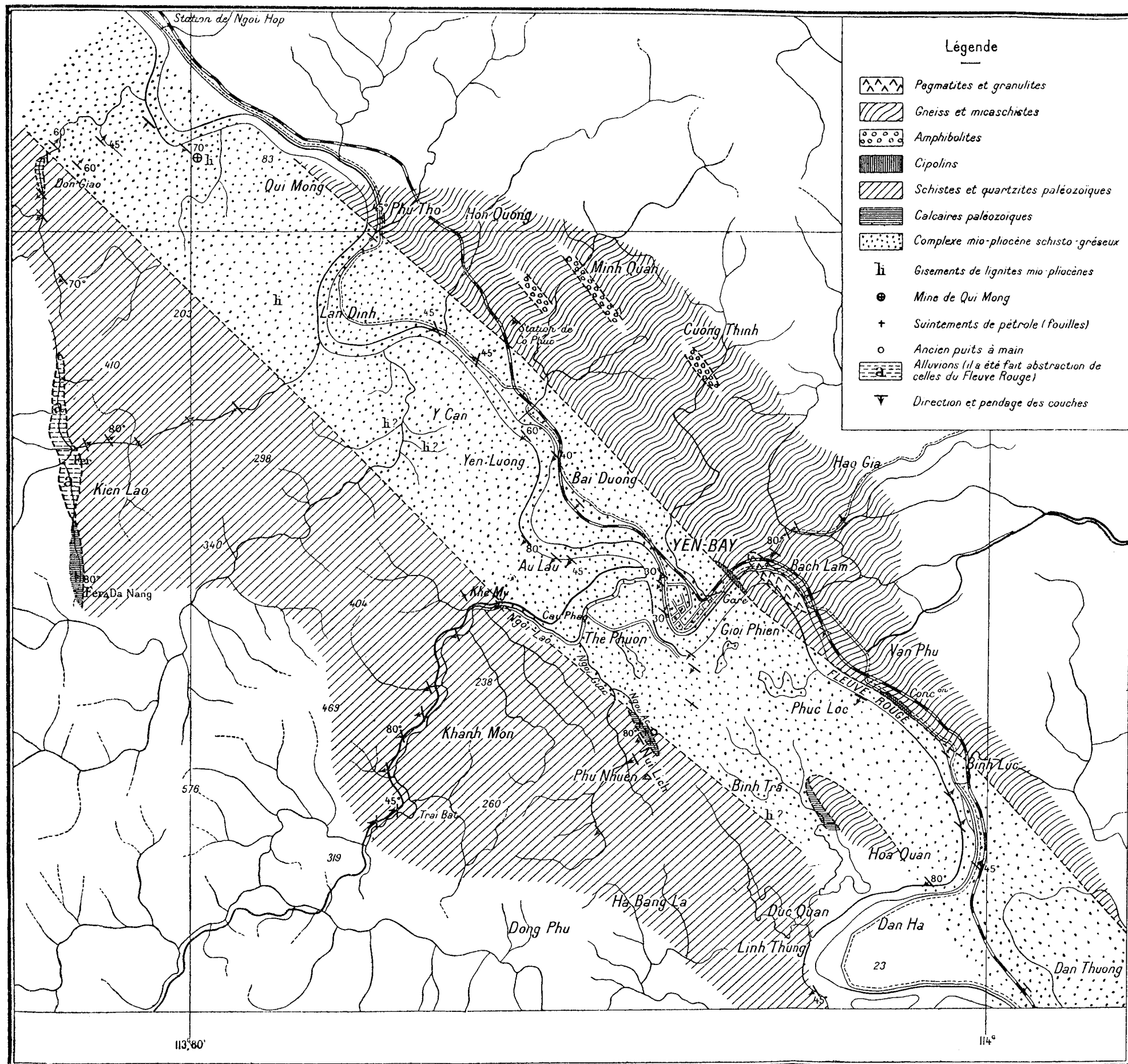
2a



3



Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris



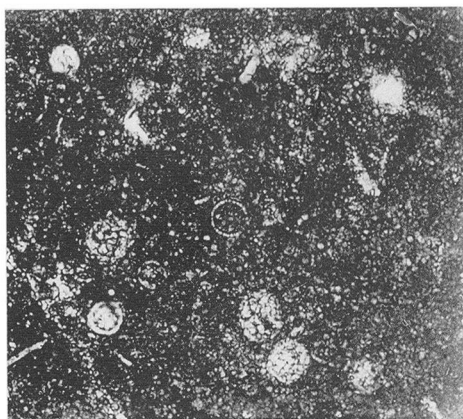
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE AU 1/100,000 DE LA RÉGION DE YEN-BAY (TONKIN).



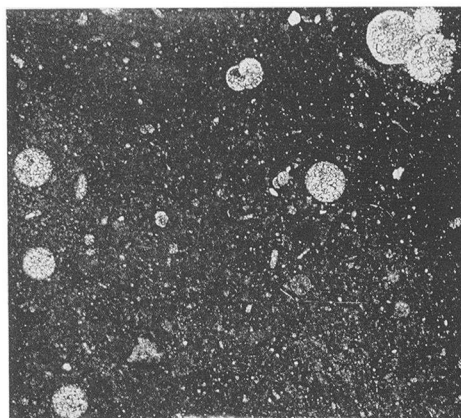
1



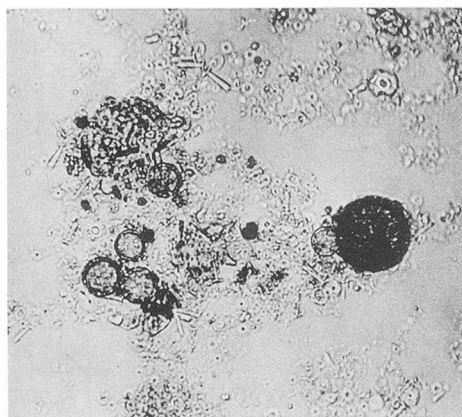
2



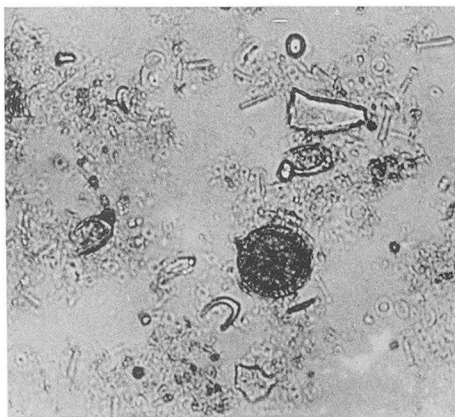
3 × 170



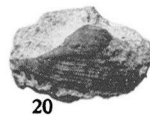
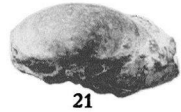
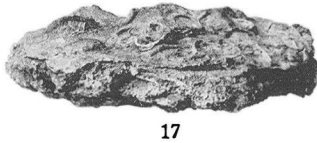
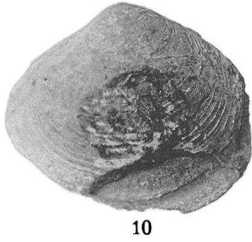
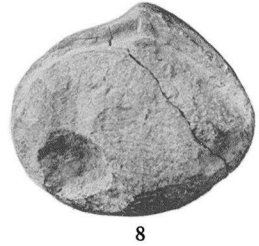
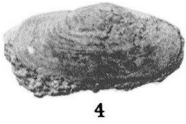
4 × 28

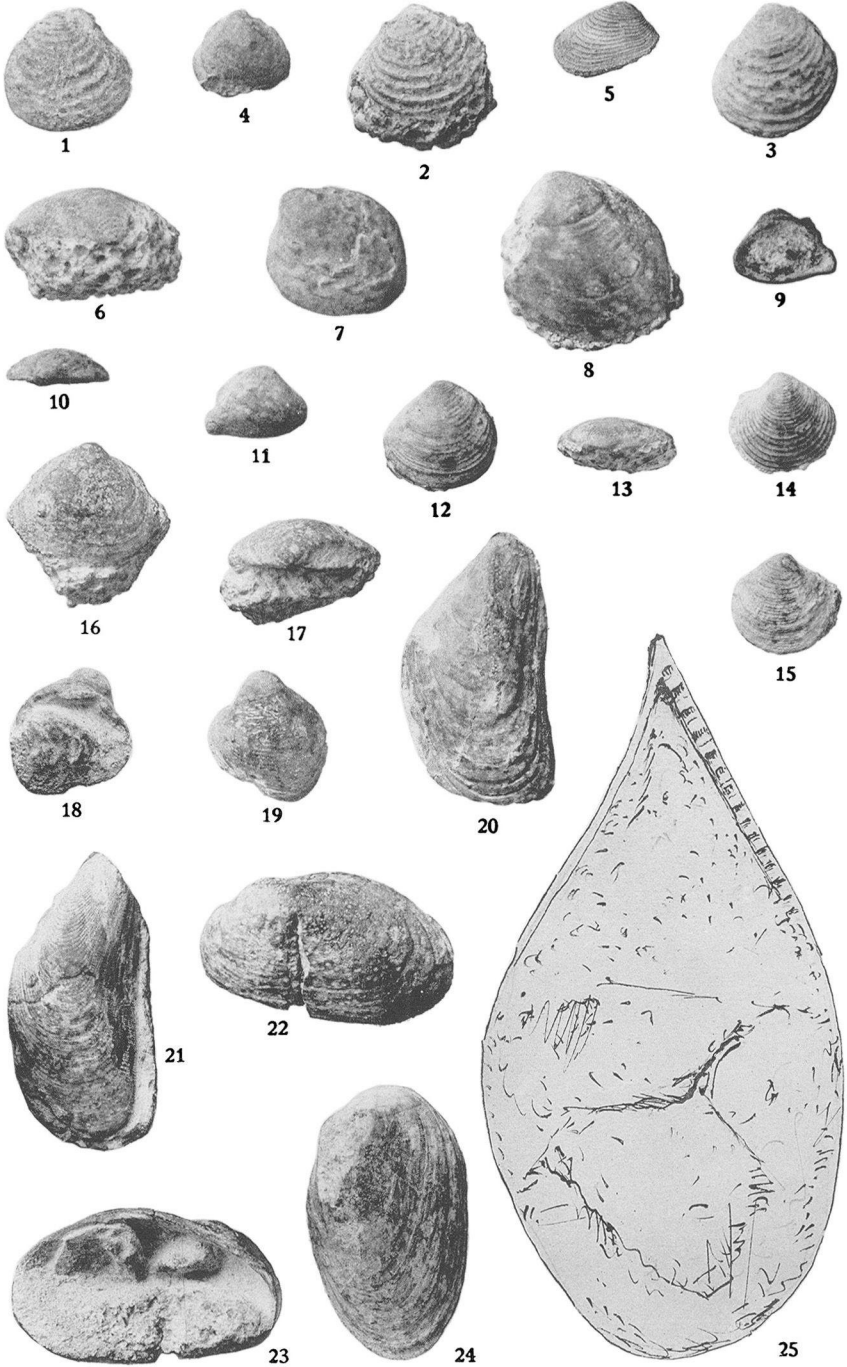


5 × 370

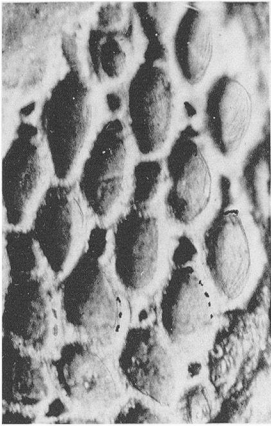


6 × 400

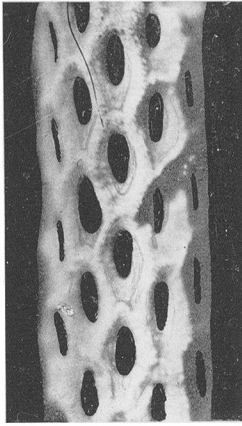




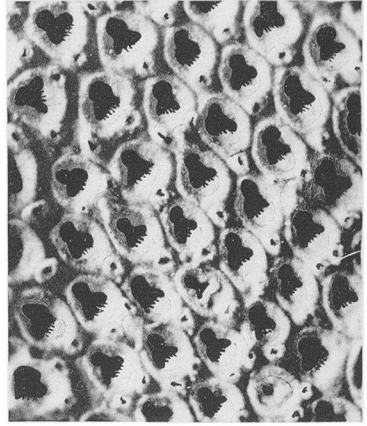
Imp. Tortellier et Cie, Arcueil près Paris



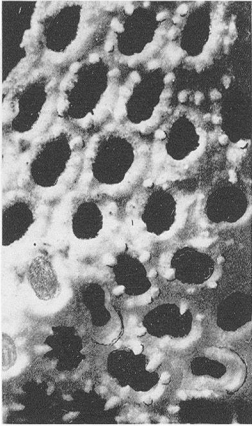
1



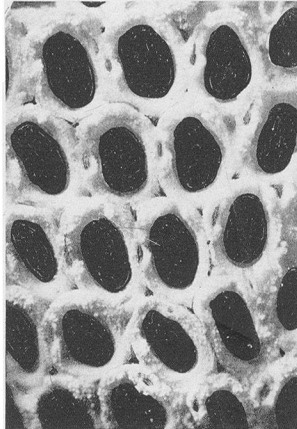
2



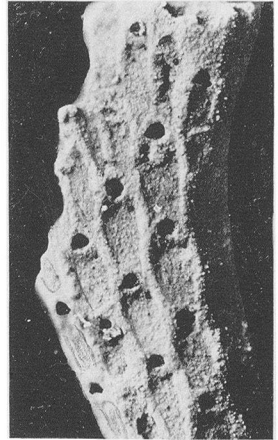
3



4



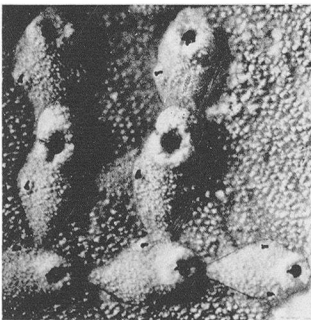
5



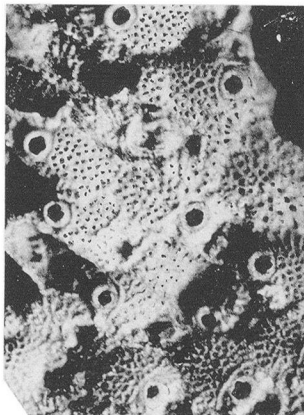
6



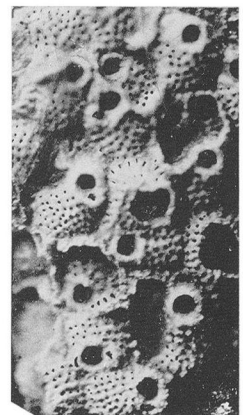
10



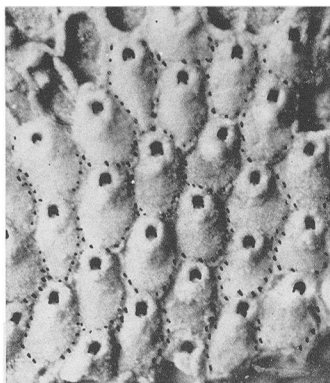
7



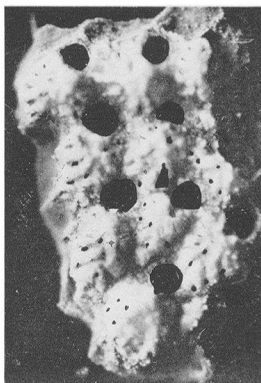
8



9



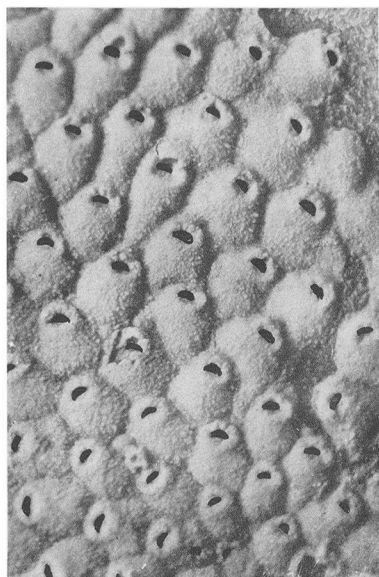
1



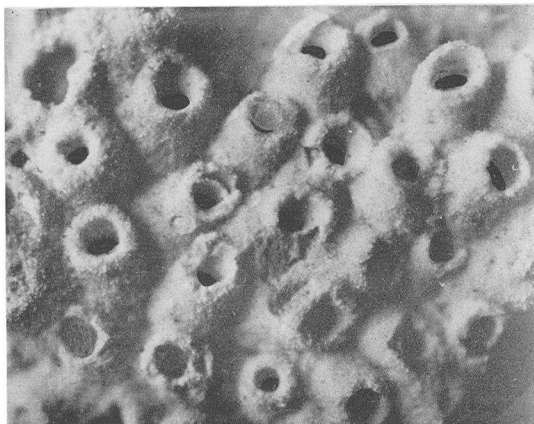
2



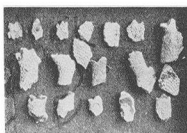
3



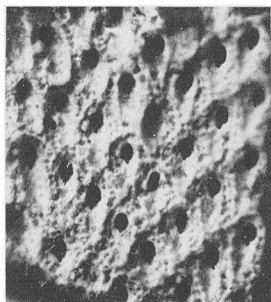
4



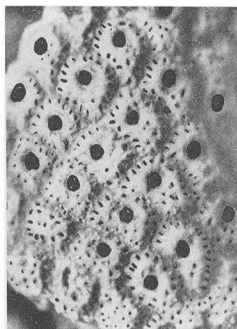
5



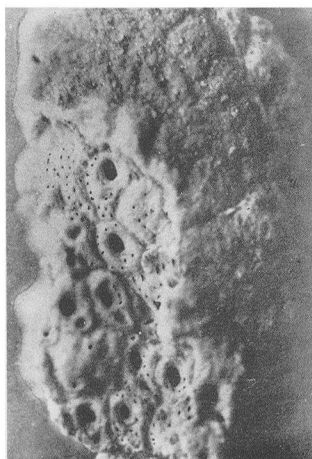
6



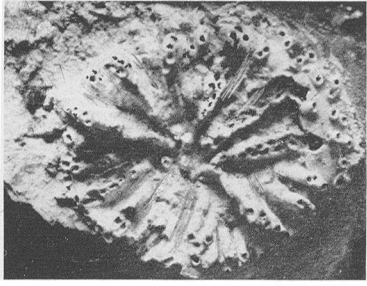
7



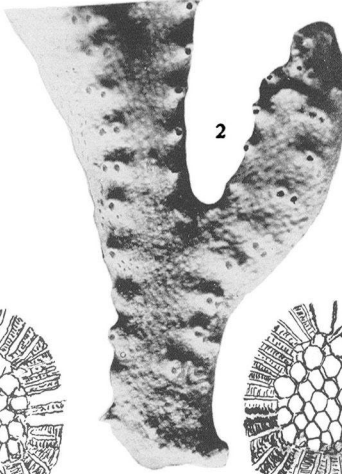
8



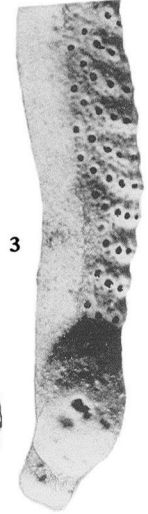
9



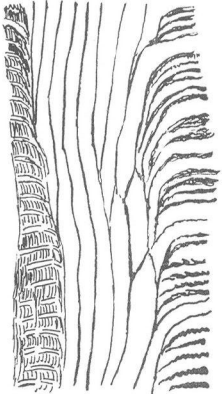
1



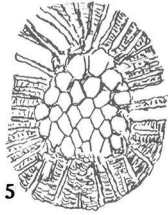
2



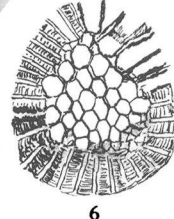
3



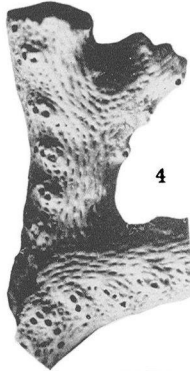
4



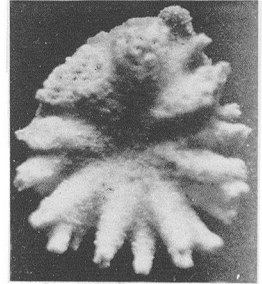
5



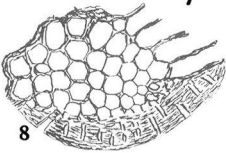
6



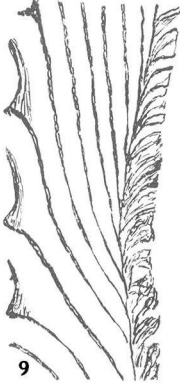
7



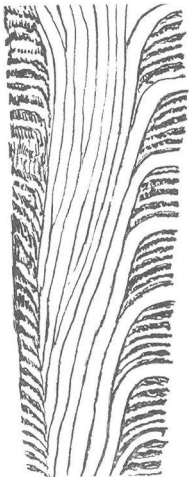
8



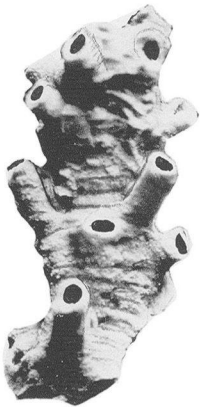
9



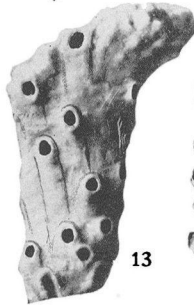
10



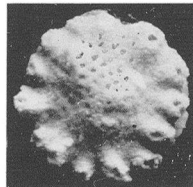
11



12



13



14



15



16



1



2



3

Imp. Tortellier et Cie, Arcueil (Seine)

RAPPORT DE LA COMMISSION DE COMPTABILITÉ

EXAMEN DES COMPTES DE 1923.

Budget ordinaire. Recettes. — Les recettes de l'exercice 1923 se sont élevées au total de 58 395 fr. 05 ; sur ce chiffre, les revenus du capital entrent pour environ 5 700 fr., les cotisations et droit d'entrée pour plus de 18 000 fr., les ventes de publications pour 16 500 fr. environ, les recettes diverses pour 10 400 fr. Les recettes cotisations sont en progression pour près de 4 000 francs.

Dépenses. — Les dépenses de l'exercice 1923 se sont élevées au total de 57 260 fr. 60, qui se répartissent ainsi :

Frais généraux	24 414 fr. 55
Publications	29 304 fr. 45
Divers	3 541 fr. 60

Pour les publications, le compte rendu sommaire a coûté près de 6 400 fr., le bulletin 13 800 fr. environ. Les Mémoires de Paléontologie 9 100 francs.

Les recettes et les dépenses se sont donc à peu près équilibrées, mais il y a lieu de vous signaler qu'il a été possible de distraire les cotisations à vie des recettes générales et de les placer directement en capital.

Prévisions pour 1924. — Il y aura augmentation de recettes cotisations, en raison de l'augmentation de la cotisation annuelle ; pour la vente des bulletins et des mémoires, nous avons porté en prévision une somme à peu près égale à celle de 1923.

En ce qui concerne les dépenses, nous prévoyons pour les frais généraux une somme inférieure de 2 000 fr. à celle de 1923, en raison de ce qu'il y a eu à payer sur ce dernier exercice des loyers en retard et des frais relatifs à l'installation de l'électricité et de la bibliothèque.

Pour les publications, nous prévoyons 6 000 fr. pour le compte rendu sommaire, plus de 27 000 fr. pour le bulletin et environ 14 000 fr. pour les mémoires de paléontologie.

Compte spécial Bibliographie. — Exercice 1923 : Recettes, 16 400 fr. — Dépenses, 7 752 fr. 70. — L'excédent, soit 8 647 fr. 30 sera reporté sur l'exercice 1924 pour lequel nous avons prévu un chiffre de dépenses beaucoup plus élevé qu'en 1923.

Compte prix. — La Société a distribué en 1923 le prix Fontannes de 1 200 fr. Sur le Fonds Fontannes, il a été délivré 1 100 fr. et sur le Fonds Barotte 1 300 fr. Sur le legs de Riaz, il a dû être versé pour les droits la somme de 2 093 francs.

La comptabilité a été reconnue régulière et toutes justifications nécessaires des recettes et des dépenses nous ont été fournies. Votre Commission vous propose d'adresser à notre trésorier, M. Lutaud, tous les remerciements que mérite son inlassable dévouement. Il convient d'y ajouter la part qui revient à l'activité de notre gérant, M. Mémin, et de M^{me} Tortellier.

Le 7 juillet 1924.

Pour la Commission de Comptabilité,
Le Rapporteur : L. GIRAUX.

Tableau récapitulatif des comptes exercice 1923 et des prévisions pour 1924

RECETTES	1923	Prévisions 1924	DÉPENSES	1923	Prévisions 1924
1° Ordinaires.			1° Frais généraux.		
Revenus	5696 69	8400 »	Traitement du gérant	6000 »	6000 »
Cotisations arriérées	2760 »	»	Remise sur ventes au gérant	2000 »	2400 »
Cotisations courantes	11910 »	25000 »	Loyer, assurance, impôts	9812 35	8000 »
Cotisations anticipées	2554 »	»	Eclairage	311 65	600 »
Droit d'entrée	1060 »	2000 »	Mobilier et bibliothèque	1601 50	700 »
	23980 69	35400 »	Électricité	1240 »	»
			Frais de bureau et ménage	1760 80	2200 »
2° Vente des publications.			Ports et divers	1646 »	2500 »
Bulletin, Compte Rendu sommaire, Tables	8919 61	9500 »	Bibliothèque	42 25	»
Mémoires de Paléontologie	7639 95	7500 »		24414 55	22400 »
Mémoires de Géologie	726 75	»	2° Frais des publications.		
Réunions extraordinaires et divers	720 30	»	Compte rendu sommaire	6394 75	6500 »
Abonn ^t du Ministère des Aff. Etrangères	6000 »	540 »	Bulletin en retard (1922)	8524 65	12200 »
	24006 61	17540 »	Bulletin année courante	3132 50	15000 »
			Réunion extraordinaire	2140 30	2000 »
3° Divers.			Port du Bulletin et CR. somm. }	9112 25	14000 »
Versement de la réunion extraordinaire d'Alais ..	1313 30	»	Mémoires de paléontologie	29304 45	49700 »
Remboursement de planches et de tirés à part ..	861 »	800 »			
Remb ^t de ports et remise de l'imprimeur	973 70	800 »	3° Divers.		
Subvention de la caisse des recherches	6000 »	4000 »	Versement réunion extraordinaire	1251 70	néant
Dons divers	501 25	3000 »	Remboursement de cautionnements de prêts	100 »	»
Cautionnements prêts et frais	258 50	»	Avance pour tirages à part aux auteurs	2149 60	»
Contrib. de la bibliographie aux frais généraux ..	500 »	500 »	Avance au compte prix	40 30	»
	10407 75	9100 »		3541 60	
Total des recettes	58395 05	6204	Total des dépenses	57260 60	72100 »
			Compte spécial Bibliographie.		
Compte spécial Bibliographie.			Traitement du secrétaire	3200 »	3000 »
Subvention de la Fédération des Sciences natu- relles	12000 »	12000 »	Cotisation Fédération et frais de bureau	350 »	450 »
Reliquat de l'exercice précédent	4400 »	8647 30	Contrib. aux frais généraux de la Soc. Géologique ..	500 »	500 »
	16400 »	20647 30	Impressions	3337 80	7500 »
			Collaborateurs	364 90	5000 »
				7752 70	16450 »

Résumé des comptes et situation de l'encaisse en 1923

Recettes.			Dépenses.		
1° Ordinaires.....	23980 69		1° Frais généraux.....	24414 55	
2° Ventes des publications.....	24006 61		2° Frais de publications.....	29304 45	
3° Recettes diverses.....	9907 75		3° Divers.....	3541 60	
4° Contribution de la bibliogr. . .	500 »	58395 05			57260 60
5° Compte spécial. Bibliographie.		12000 »	4° Compte spécial. Bibliographie.		7752 70
6° Compte capital.....			5° Compte capital.....		néant
Cotis. à vie et à perpétuité... .	5103 30				
Remb ^t de 2 Obligations.....	956 64				
Remb ^t de bons du Trésor....	4000 »	10059 94			
Total des recettes.....		80454 99			
<hr/>			<hr/>		
<i>En caisse au 1^{er} janvier 1923.</i>			<i>En caisse au 31 décembre 1923.</i>		
au Crédit Lyonnais.....	1067 58		au Crédit Lyonnais.....	4655 06	
au Compte ch. postaux.....	248 35		au Compte de chèques postaux..	8197 06	
à la Société géologique.....	703 30		à la Société géologique.....	361 50	
Compte Bibliographie.....	4400 »	6419 23	Compte Bibliographie.....	8647 30	21860 92
Total égal.....		86874 22	Total égal.....		86874 22

Fonds spéciaux.

Attributions en 1923.

Fonds de secours Barotte (3 bénéficiaires).....	1300 »
Prix Fontannes (un bénéficiaire).....	1200 »
Prix Fontannes (deux bénéficiaires).....	1100 »
Fonds de Riaz (droits versés).....	2093 »

TABLE

DES NOTES ET MÉMOIRES CONTENUS

DANS LE VOLUME XXIV DU BULLETIN (1924)

	Pages
Raymond Furon. — Notes préliminaires sur la géologie de l'Est de l'Afghanistan (l'Hindou-Kouch : régions nord et sud) (11 fig.).....	2
M. Collignon. — Sur un Actinocrinidé de la collection Marcou au Muséum National d'Histoire Naturelle (3 fig.).....	13
E. Peterhans. — La tectonique de la basse vallée de la Dranse (Haute-Savoie) (2 fig.).....	16
G. Dubar. — Sur la présence du Bajocien à l'W de Narbonne.....	25
J. Barthoux. — Le Crétacé de l'Isthme de Suez et ses soulèvements diapyrés (1 fig.).....	30
E. Aubert de La Rüe et L. de Chételat. — Observations sur les Roches Vertes de l'Albanie du Nord et quelques gisements métallifères qui s'y rattachent (1 fig., 1 carte, pl. I).....	33
P. Teilhard de Chardin et E. Licent. — Observations géologiques sur la bordure occidentale et méridionale de l'Ordos (8 fig.).....	49
M. Gignoux et G. Popovitch. — Sur le plus ancien représentant du genre <i>Goniopygus</i> (Oursin régulier) et sur la phylogénie des Arbacidés (pl. II).....	92
Frédéric Roman et Eugène Lemoine. — Sur quelques <i>Heclioceras</i> du groupe de <i>H. retrocostatum</i> DE GROSS. (pl. III).....	100
L. et J. Morellet. — Observations sur les sables à galets d'Auvers.....	109
S. Gillet. — Revision du sous-genre <i>Neithea</i> DROUET (13 fig.).....	115
J. Cottreau. — Nouveau gisement de Trias marin à Madagascar.....	123
Alfred Carpentier. — Quelques empreintes végétales du Carbonifère de la Sarthe et de la Mayenne (pl. IV et V).....	125
Gaston Astre. — La faune stampienne incluse dans les cristaux de gypse de Portel (6 fig.).....	132
S. Gillet et C. Popović. — Faune jurassique de Vrčha Cuka (Serbie orientale).....	146
P.-H. Fritel. — Suite et additions à la revision de la flore cuisienne des grès de Belleu (20 fig.).....	150
Marcel Solignac. — Sur la présence de <i>Buffelus palæindicus</i> FALC. dans le Quaternaire ancien de la région de Bizerte (Tunisie) (3 fig., pl. VI et VII).....	176
J. Pfender. — Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence (pl. VIII et IX).....	193
N. Laux. — La méthode analytique Bückman et son application à l'étude du système jurassique.....	198
Louis Gentil. — La structure de la dorsale tunisienne et les grandes zones tectoniques de la Tunisie (9 fig.).....	213
J. Barthoux. — Moyenne, Haute-Moulouia et Grand-Atlas (2 fig.).....	233

F.-A. Rolland. — Notice géologique sommaire sur la région comprise entre Kasbah ben Ahmed et Settat (Maroc central) (3 fig.).....	245
A. Beaugé. — Le Gothlandien et les « couches rouges » dans le Maroc central et occidental.....	254
L. Cayeux. — Les minerais de fer oolithique secondaires de France.....	263
J. Cottreau et M. Collignon. — Les couches dites à <i>Magilus grandis</i> de l'île Makamby, province de Majunga. — Leur âge, leur extension sur la côte Ouest et à l'extrême Sud de Madagascar.....	278
L. Guillaume. — Essai sur la classification des Turritelles ainsi que sur leur évolution et leurs migrations, depuis le début des temps tertiaires (pl. X et XI, 33 fig., 2 tabl.).....	281
L. Moret et J. Blanchet. — Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes occidentales). Le problème des « Marbres en plaquettes » (pl. XII, 4 fig.).....	312
G^{al} de Lamothe. — Les anciennes nappes alluviales du Bassin de la Haute-Moselle. Évolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage de Noir Gueux (pl. XII bis, 10 fig.).....	321
E. Chaput. — L'origine des terrasses de la Garonne (4 fig.).....	449
E. Teilhard de Chardin et E. Licent. — Observations complémentaires sur la Géologie de l'Ordos (pl. XIII-XIV).....	462
E. Joukowsky et J. Favre. — Sur les décrochements de la chaîne du Salève (3 fig.).....	465
J. Jung. — Le Houiller dans les Vosges moyennes (2 fig.).....	476
Étienne Patte. — Contribution à l'étude du Quaternaire dans la vallée de l'Oïse (4 fig.).....	483
P. Russo. — Étude paléontologique sommaire de la faune du djebel Grouz (Sahara marocain).....	515
Jacques de Lapparent. — Quelques résultats de l'étude lithologique des brèches calcaires du Crétacé inférieur et des sédiments dolomitiques du Trias vus par la Société géologique lors de sa Réunion extraordinaire de 1923.....	531
M.-E. Denaeyer. — L'Ouadaï oriental et les régions voisines. — Géographie, physique, géologie, lithologie, d'après les documents de la mission Ouadaï-Darfour [Mission du lieutenant-colonel Grossard, 1922-1923], (pl. XVI, 1 fig.).....	538
J. Barthoux. — Notes relatives au Gécéfé. Transgression de l'Éocène dans l'Isthme de Suez (1 fig.).....	577
Jean Cottreau. — Invertébrés jurassiques de la région de Harar [Abyssinie], (pl. XVII et XVIII).....	579
Pierre Viennot. — Étude du gisement pétrolifère de Yen-Bay et de ses environs [Tonkin], (pl. XIX, 5 fig.).....	592
J. Lambert. — Considérations sur quelques Échinides du Domérien (2 fig.).....	604
Jacques de Lapparent. — Les calcaires à Globigérines du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène dans les Pyrénées occidentales (pl. XX, 3 fig.).....	618
René Abrard. — Contribution à l'étude des étages Campanien et Maëstrichtien aux environs de Royan (1 fig.).....	642
Maurice Cossmann. — Sur quelques Pélécy-podes du Jurassique français (pl. XXI-XXII).....	654
F. Canu et R.-S. Bassler. — Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie (pl. XXIII-XXV).....	672
F. Blondel. — Les terrains cristallins écrasés traversés entre Montluçon et Nérès par la ligne de chemin de fer (en construction) de Montluçon à Gouttières (pl. XXVI, 2 fig.).....	691

TABLE ALPHABÉTIQUE

DES MATIÈRES ET DES AUTEURS

du Bulletin et du Compte Rendu sommaire

des séances de la Société géologique de France.

4^e série, tome XXIV, année 1924

par JACQUES BOURCART et JEAN GANDILLOT.

Les renvois aux pages du Bulletin sont en chiffres gras, les chiffres ordinaires maigres se rapportent aux pages du Compte rendu-sommaire. R. Ex. = Réunion Extraordinaire.

A

- ABRARD (René). Prés. d'ouvr., 17. — Obs. à propos d'une commun. de MM. L. et J. MORELLET, 40. — *Aut. cit.*, 98. — 2^e note sur les dépôts éocènes des env. de Royan, 163. — Contr. à l'étude des étages campanien et maëstrichtien aux env. de Royan, 189, **642** (1 pl., 1 tabl).
- ABRARD (R.) et G. SERGENT. Le Rupélien fossilifère à Margency (S.-et-O.), 177.
- Abyssinie*. COTTREAU, 176, **579**.
- Adriatique*. BERTRAND, 76 ; BOURCART, 75, 157, 158.
- Afghanistan*. FURON, 3.
- Albanie*. AUBERT et CHÉTELAT, 26, **33** ; BOURCART, 13, 26, 69, 75, 108, 157 ; DOLLFUS, 12, 106.
- Albien*. DURAND, 63 ; HURE, 29.
- Algérie*. EHRMANN, 103 ; LACROIX, 207.
- Algérie (R. Ex.)*. BERTRAND, 146, 187, 189, 192, 202, 204, 212, 216, 217, 221, 222, 231, 233, 234 ; BETIER, 202, 234 ; BRIVES, 184 à 233 ; DAGUIN, 212 ; DALLONI, 186-232 ; DEMAY, 191 ; EHRMANN, 185, 227 ; GIGNOUX, 227-232 ; HAAS, 202 ; JOLEAUD, 184-233 ; REYGASSE, 210 ; SAVORNIN, 182.
- Algues calcaires*. DOUVILLÉ, 169 ; PFENDER, 100, **193**.
- Alpes*. LORY, 54 ; MORET et BLANCHET, 164, **312** ; SCHÖELLER, 172.
- Alpes-Maritimes*. ZÜRCHER, 139.
- Ammonites*. ARABU, 67 ; ROMAN et L. LEMOINE, 22, **100**.
- ANDROUSSOF (Nicolas). Nécrologie, 79.
- Anet*. ZÜRCHER, 56.
- Apt.* DURAND, 63.
- Aptien*. DUTERTRE, 97.
- Aramon*. LAPPARENT, 23.
- Arbacidés*. GIGNOUX et POPOVITCH, 14, **92**.
- Armagnac*. ASTRE, 190.
- Aspe (vallée d')*. DUBAR, 14 ; FOURNIER, 37.
- ASTRE (Gaston). La faune stampienne incluse dans les cristaux de gypse de Portel (Aude), 37, **132** (6 fig.). — Sur la glaise à grenaille de l'Armagnac, 190.
- ARABU (N.). Remarques sur les dernières classifications proposées pour les Ammonites du Trias, 67.
- Autriche*. CANU et BASSLER, 192, **672**.
- Aupersien*. MORELLET (L. et J.), 40, **109**.
- AUBERT de LA RÛE (E.) et L. de CHÉTELAT. Sur les Roches Vertes de l'Albanie du Nord et qqs gisements métallifères qui s'y rattachent, 26, **33** (2 fig., pl. 1).

B

- Bajocien.** ROCHÉ, 21.
- BARRABÉ (L.).** Sur l'extension de l'Helvétien dans la région de Narbonne, 24. — Obs. à propos d'une note de M. DUBAR, 36.
- BARTHOUS (J.).** Prés. de Thèse, 39. — Le Crétacé de l'Isthme de Suez et ses soulèvements diapyres, 41, 30 (1 fig.). — Haute-Moulouïa et Grand-Atlas, 100. — *Aut. cit.*, 113. — Extension du Nummulitique égyptien au Moghara, 125. — Le Crétacé du Gebel Somar (Sinai), 125. — Prés. d'ouvr., 159. — Le Miocène de Suez, 168. — Notes relatives au Gènesé. — I. Transgression de l'Éocène dans l'Isthme de Suez, 176, 577 (1 fig.). — Moyenne, Haute-Moulouïa et Grand-Atlas, 233 (2 fig.).
- BASSLER (F. CANU et R. S. —).** Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie, 192, 672 (pl. XXIII-XXV).
- Balhonien.** ROCHÉ, 21.
- Baux (Les).** BRUN et CHATELET, 41.
- Béarn.** DOUVILLÉ, 19 ; DOUVILLÉ et O'GORMAN, 170.
- BEAUGÉ (A.).** Le Gothlandien et les « Couches rouges » dans le Maroc central et occidental, 125, 254.
- Belledonne (chaîne de).** LORY, 54.
- Belleu.** FRITEL, 48, 150.
- BERTRAND (Léon).** Obs. à une prés. d'ouvr. de M. le Dr BOSWORTH (Géol. du Pérou), 35. — Obs. à propos d'une note de M. J. BURCART, 76. — Prés. d'ouvr., 80. — Prés. d'ouvr. (Géol. appliquée), 80. — Contrib. à l'étude géologique de Madagascar, 82. — Sur les accidents pyrénéens et les relations du Trias et du Permien en Provence [Obs. de M. É. HAUG], 126. — Prés. d'ouvr., 132, 133. — Obs. sur la thèse de M. LÉON LUTAUD, 134. — Obs. à propos d'une note de M. ZÜRCHER, 139. — Sur la Réunion extraordinaire de la Société en Algérie, 146. — Obs. à une com. de M. LÉON LUTAUD. — Obs. à propos d'une note de MM. H. DOUVILLÉ et O'GORMAN, 172. — Obs. CR. Exc. du 1^{er} octobre à Aïn-Beïda (R. Ex.), 187. — *Id.* du 2 octobre au Djebel M'Sid Aïcha, 189. — *Id.* du 2 octobre à l'Oued el Kébir, 192. — [A propos d'Hamman Meskoutine], 202. — Allocution au dîner du 6 octobre, 204. — Obs. CR. Exc. 6 octobre d'Aïn-Beïda à Batna, 212. — Discussion sur l'exc. d'El Outaya, 216. — Allocution au banquet du Fin Gourmet, 217. — Obs. CR. du 8 octobre de Batna à Kerrata, 221. — *Id.* Gorge du Chabet el Akra, 222. — Discussion sur la tectonique du Djurdjura, 231. — [Sur les résultats de la Réunion], 233, 234.
- BÉTIER [A propos d'Hamman Meskoutine] (R. Ex.),** 202. [Sur les résultats de la Réunion], 234.
- BIDAULT de L'ISLE.** Prés. d'ouvr. [Obs. de M. RAMOND], 20. — Sur la découverte d'un squelette fossile d'Ichthyosaure à Sainte-Colombe, près l'Isle-sur-Serein (Yonne), 114.
- BLANCHET (F.).** Prés. d'ouvr., 52.
- BLANCHET (L. MORET et F. —).** Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes Occ.) : le problème des « Marbres en plaquettes », 164, 312 (pl. XII, 4 fig.).
- BLAYAC (J.).** Sur la présence du Rhétien dans la Margeride, 25. — Prés. d'ouvr., 31.
- BLONDEL (F.).** Les terrains cristallins écrasés de la ligne du chemin de fer Montluçon-Néris [Obs. de M. P. TERMIER], 188. — Les terrains cristallins écrasés traversés entre Montluçon et Néris par la ligne de chemin de fer (en construction) de Montluçon à Gouttière, 691 (2 fig., pl. XXVI).
- BONAPARTE (Prince Rolandj.)** Nécrologie, 71.
- BOSSAVY (J.).** Prés. d'ouvr., 32.
- BOSWORTH (Dr).** Prés. d'ouvr. [Obs. de M. Léon BERTRAND], 34.
- Boulonnais.** DUTERTRE, 73, 97 ; PRINGLE, 43 ; PREVOST, 43.
- BOURCART (Jacques).** Prés. d'ouvr. (Mission saharienne), 10. — Obs. à propos d'une note de M. G.-F. DOLLFUS (Tortonien d'Albanie), 13. — Voir AUBERT DE LA RÛE, 26. — A propos d'une note de M. M. DALLONI, 69. — Prés. d'ouvr. (Tecton. de l'Albanie) [Obs. de MM. L. JOLEAUD et L. BERTRAND], 75. — Remerciements pour le prix Viquesnel, 108. — Prés. d'ouvr., 157, 158. — Obs. à une note de M. J. SAVORNIN, 179.
- BOURSAULT (H.).** Obs. à propos d'une note de M. ZÜRCHER, 58.
- BRIQUET (A.).** Prés. d'ouvr., 131.
- BRIVES (A.).** Prés. d'ouvr., 73. — Allocution présidentielle à la R. Ex., 184. — Obs. CR. Exc. du 1^{er} octobre à Aïn-

- Beïda (R. Ex.), 187. — *Id.* du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha, 191. — Discussion sur la tectonique de la chaîne Numidique, 195. — [A propos d'Hammam Meskoutine], 201, 202, 203. — Allocution au dîner du 6 octobre, 204. — Discussion sur l'exc. de Tebessa, 211, 212. — Discussion sur l'exc. du 6 octobre à Khenchela, 213, 214. — Allocution au banquet du Fin Gourmet, 217. — Discussion sur la tectonique des Babors, 224, 225, 226. — Discussion sur la tectonique du sel, 232, 233. — Allocution terminale, 234.
- BRUN (P. DE). Prés. d'ouv., 39.
- BRUN (P. DE) et C. CHATELET. Obs. sur la vallée des Baux en Provence, 41.
- Bryozoaires*. CANU, 132; CANU et BASSLER, 192, 672; CANU et LECOINTRE, 22.
- Bückman (Méthode). LAUX, 93, 198.
- Buffelus paleindicus*. SOLIGNAC, 94, 176.
- Burdigalien*. COTTREAU et COLLIGNON, 124, 278.
- C
- Calédonie (Nouvelle)*. PIROUTET, 147.
- Campanien*. ABRARD, 189, 642.
- CANU (F.). Prés. d'ouv., 132.
- CANU (F.) et R. S. BASSLER. Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie, 192, 672 (pl. XXIII-XXV).
- CANU (F.) et G. LECOINTRE. Les Bryozoaires cheilostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou (Prés. de Mém.), 22.
- CARPENTIER (A.). Sur qqs empreintes végétales du Carbonifère de la Sarthe et de la Mayenne, 47, 125 (pl. IV et V).
- CARRIER (C.). Prés. d'ouv., 33. — Prés. d'ouv., 73. — *Aut. cit.*, 138.
- Catalogne*. DOLLFUS, 122.
- CAYEUX (L.). Prés. d'ouv., 9. — La question des jaspes à Radiolaires au point de vue bathymétrique [Obs. de M. P. LEMOINE], 11. — Prés. d'ouv., 52. — Prés. d'ouv., 82. — Les minerais de fer oolithique de France. Minerais de fer secondaires [Obs. de M. É. HAUG], 89. — Les minerais de fer oolithique secondaires de France, 263.
- CHAPUT (E.). A propos des grès sauvages de l'Yonne, 13. — L'origine des terrasses de la Garonne, 151, 449 (4 fig.). — Prés. d'ouv., 156.
- CHAPUT (Ch. DEPÉRET et E.). Nouv. obs. sur la corrélation des terrasses fluviales et des industries paléolithiques, 64.
- Charbon*. DUMAS, 140.
- CHATELET (P. DE BRUN et C.). Obs. sur la vallée des Baux en Provence, 41.
- CHÉTELAT (E. AUBERT DE LA RÛE et L. DE —). Sur les Roches Vertes de l'Albanie du Nord et quelques gisements métallifères qui s'y rattachent, 26, 38 (2 fig., pl. I).
- Chine*. TEILHARD et LICENT, 20, 49; TEILHARD, 162, 186.
- COLLIGNON (M.). Sur un Actinocrinidé de la collection Marcou au Muséum National d'Histoire Naturelle, 43 (3 fig.).
- COSSMANN (Maurice). Nécrologie, 88. — Sur qqs Pélécyopodes jurassiques, 139, 654 (pl. XXI, XXII).
- COTONI. Allocution au dîner du 6 octobre (R. Ex.), 203.
- COLLIGNON (J. COTTREAU et M.). Les couches dites à *Magilus grandis* de l'île Makamby, province de Majunga. Leur âge. Leur extension sur la côte Ouest et à l'extrême Sud de Madagascar, 124, 278.
- Comptabilité* (Rapport de la Commission de —), 703.
- COTTREAU (J.). Prés. d'ouv., 18. — Nouveau gisement de Trias marin à Madagascar, 36, 123. — Invertébrés jurassiques de la région de Harar (Abyssinie), 176, 579 (pl. XVII, XVIII).
- COTTREAU (J.) et M. COLLIGNON. Les couches dites à *Magilus grandis* de l'île Makamby, province de Majunga. Leur âge. Leur extension sur la côte Ouest et à l'extrême Sud de Madagascar, 124, 278.
- COUFFON (Olivier). Prés. d'ouv., 158.
- Crétacé*. BARTHOUX, 41, 30, 125; BRUN et CHATELET, 41; DOUVILLÉ, 58, 113; LAPARENT, 174, 531, 185, 615; MORET, 144; MORET et BLANCHET, 164, 312; PIROUTET, 147; ZÜRCHER, 139.
- Cuisien*. FRITEL, 48, 150.
- D
- DAGUIN. Discussion sur l'exc. de Tebessa (R. Ex.), 212.
- DALLONI (M.). Obs. CR. Exc. du 1^{er} octobre à Aïn-Beïda (R. Ex.), 186, 187. — *Id.* du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha, 189, 190, 191. — *Id.* du 2 octobre à l'Oued el Kébir, 191, 192. — Discussion sur la tectonique de la chaîne Numidique, 193. — Obs. CR. Exc. 1^{er} octobre au Djebel Ouach R.

- Ex.), 196, discussion, 198, 199. — Sur l'exc. de Guelma à Aïn-Beïda par l'Oued Cheniour, 206. — Discussion sur l'exc. de Tebessa, 211. — Obs. CR. Exc. 6 octobre d'Aïn-Beïda à Batna, 212, discussion, 213. — Discussion sur l'exc. d'El Outaya, 215, 216. — Prés. d'ouvr., 220. — Discussion sur la tectonique du Djurdjura, 230, 231. — Discussion sur la tectonique du sel, 232.
- DANGEARD (L.). Prés. d'ouvr., 53.
- DAUTZENBERG (Ph.). Prés. d'ouvr., 135.
- DELAFOUD (F.). Allocation, 6.
- DE MAY. Obs. CR. Exc. du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha (R. Ex.), 191. — Discussion sur l'exc. d'El Outaya, 216. — Discussion sur la tectonique des Babors, 226.
- DENAEYER (M.-E.). Prés. d'ouvr., 73. — Prés. d'ouvr., 132. — Obs. sur la géologie du Sahara central, 136. — L'Ouadaï oriental et les régions voisines, 138. — Prés. d'ouvr., 159. — L'Ouadaï oriental et les régions voisines. Géographie physique, Géologie, Lithologie, d'après les documents de la mission de délimitation Ouadaï-Darfour (Mission du L^c Grossard, 1922, 1923), 538 (1 fig., pl. xvi).
- DENIZOT (G.). Sur un détail topographique obs. à Châlons-sur-Marne, 164. — Note prélim. sur les lignes de rivage de la Méditerranée française, 181.
- Dent.* THOMASSET, 27.
- DEPÉRET (Ch.) et E. CHAPUT. Nouv. obs. sur la corrélation des terrasses fluviales et des industries paléolithiques, 64.
- DÉVERIN. Prés. d'ouvr., 9.
- Dévonien.* KOZLOWSKI, 48.
- Dieppe.* HURE, 149 ; L. MORELLET, 164.
- DOLLFUS (G.-F.). Prés. d'ouvr., 10. — L'étage tortonien en Albanie [Obs. de M. J. BOURCART], 12. — Prés. d'ouvr., 33. — Obs. à propos d'une commune de MM. L. et J. MORELLET, 40. — Les inondations des env. de Paris [Obs. de MM. P. LENOIRE et G. RAMOND], 44. — Prés. d'ouvr., 54. — Obs. à une note de M. ZÜRCHER, 58. — Prés. d'ouvr., 74. — Rapport sur l'attribution du prix Viquesnel à M. J. BOURCART, 106. — Remerciements pour le prix Prestwich, 112. — Investigations sur le bassin potassique de la Catalogne, 122. — Prés. d'ouvr., 135. — Prés. d'ouvr., 158.
- Domérien.* LAMBERT, 176, 604.
- DOUVILLÉ (H.). Prés. d'ouvr. (1^{re} Numm. dans l'Éocène du Béarn), 19. — *Id.* (DE MORGAN, la Mésogée), 19. — Prés. d'ouvr. [Obs. de M. Léon BERTRAND], 34. — Prés. d'ouvr., 53. — Les colonies de la Mésogée, 55. — Le Crétacé inf. de l'Himalaya, 58. — Rapport sur l'attribution du prix Prestwich à M. G.-F. DOLLFUS [Obs. de M. RAMOND], 112. — Le Crétacé et l'Éocène dans l'Est de l'Égypte, 113. — A propos du Poudingue de Palassou, 160. — Un nouveau genre d'Algues calcaires, 169 (fig.).
- DOUVILLÉ (H.) et G. O'GORMAN. L'Éocène inférieur du Béarn, 90 [Obs. de MM. Léon BERTRAND, P. LAMARE et P. VIENNOT], 170.
- Dranse.* PÉTERHANS, 21, 46.
- DUBAR (G.). Sur la tectonique de la vallée d'Aspe, 14. — Sur la présence du Bajocien à l'W de Narbonne, 29. — Voir BARRABÉ, 36.
- DUBIEF. Allocation au banquet du Fin Gourmet (R. Ex.), 219.
- DUBOIS (G.). Prés. d'ouvr. (Thèse), 184.
- DUMAS (L.). Sur la découverte du charbon sur le moyen Ranobe (Madagascar), 140.
- DURAND (J.-F.). Origine des ocreS albiennes de la région d'Apt, 63.
- DUTERTRE (A.-P.). Prés. d'ouvr., 73. — Sur la première transgression apennine du Boulonnais, 97.
- DUVERGIER. Prés. d'ouvr., 132.

E

- Echinodermes.* COLLIGNON, 13 ; COTTEAU et COLLIGNON, 124, 278 ; GIGNOUX et POPOVITCH, 14, 92 ; LAMBERT, 53, 96, 98, 176, 604.
- Égypte.* BARTHOUX, 39, 41, 30, 125, 159, 168, 176, 577 ; DOUVILLÉ, 113.
- EHRMANN. Prés. d'ouvr., 103. — Obs. CR. Exc. du 1^{er} octobre à Aïn-Beïda (R. Ex.), 185. — *Id.* du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha, 191. — *Id.* du 2 octobre à l'Oued el Kébir, 192. — Discussion sur la tectonique de la chaîne Numidique, 195. — Obs. CR. Exc. 1^{er} octobre au Djebel Ouach (R. Ex.), 197. — Discussion sur l'exc. d'El Outaya, 215. — Obs. CR. Exc. du 8 octobre Gorges du Chabet el Akra, 222-223. — Discussion sur la tectonique des Babors, 223-224, 225, 227. — CR. Exc. du 9 octobre au Cap Carbon et à l'Oued Sahel, 227.
- Élections.* 3.

Épinay. ZÜRCHER, 56.
Espagne. LAMARE, 187.
Estérel. HAUG, 128 ; LUTAUD, 125, 128, 133, 151.

F

FALLOT (Paul). Prés. d'ouv., 52.
 FAVRE (E. JOUKOWSKY et J. —). Sur les décrochements de la chaîne du Salève, 465 (3 fig.).
Fer (Minerais oolithiques de), CAYEUX, 82, 89, 263.
 FIDELLE. Allocation au dîner du 6 octobre (R. Ex.), 203.
 FORTIN (R.). Prés. d'ouv., 10.
 FOURNIER (E.). Au sujet de la note de M. P. VIENNOT sur la tectonique de la vallée d'Aspe, 37.
Fouzilhon. ROQUEFORT, 66.
 FRITEL (P.-H.). Prés. d'ouv., 33. — Revision de la flore des grès cuisiens de Belleu (Aisne), 48. — Suite et addition à la revision de la flore cuisienne des grès de Belleu, 150 (20 fig.).
 FURON (Raymond). Notes préliminaires sur la Géologie de l'Est de l'Afghanistan (L'Hindou-Kouch; région Nord et Sud), 3 (11 fig.).

G

GENTIL (Louis). La structure de la dorsale tunisienne et les grandes zones tectoniques de la Tunisie, 125, 243 (9 fig.).
Géogénie. MANTOVANI, 167.
Géologie appliquée. BERTRAND, 80.
Géologie sous-marine. DANGEARD, 53.
 GIGNOUX (M.). Obs. CR. Exc. du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha (R. Ex.), 191. — Discussion sur la tectonique des Babors, 227. — Discussion sur la tectonique du sel, 231, 232.
 GIGNOUX (M.) et G. POPOVITCH. Sur le plus ancien représentant du genre *Goniopygus* (Oursin régulier) et sur la phylogénie des Arbacidés, 14, 92 (pl. II).
 GILLET (S.). Revision du sous-genre *Neithea* DROUET, 14, 145 (13 fig.).
 GILLET (S.) et G. POPOVITCH. Faune jurassique de Verčka Čuka, 37, 146.
Globigérines. LAPPARENT, 185, 615.
Gobi (Désert du). TEILHARD, 186.
Goniopygus. GIGNOUX et POPOVITCH, 14, 92.
Gothlandia. BEAUGÉ, 125, 254.
Grèce. KTÉNAS, 60, 61, 77 ; MORET et ROCH, 76.

GUÉBARD (Adrien). Nécrologie, 95.
 GUILLAUME (L.). Essai sur la classification des Turritelles ainsi que leur évolution et leurs migrations depuis le début des temps tertiaires, 124, 281 (33 fig., 3 tab., pl. x et xi).

H

HAAS [A propos d'Hamman Meskoutine] (R. Ex.), 202.
 HARLÉ (Édouard). Nécrologie, 32.
 HARMER (F. W.). Prés. d'ouv., 54.
 HAUG (Émile). Obs. à propos d'une commun. de M. CAYEUX (Minerais de fer oolithique), 92. — Obs. à propos d'une commun. de M. LÉON BERTRAND (Thèse LUTAUD), 128.
Hellicoceras. ROMAN et P. LEMOINE, 22, 400.
Helvétien. BARRABÉ, 24.
 HENRY (Jean). Nécrologie, 51.
Hérault. ROQUEFORT, 66.
Himalaya. DOUVILLÉ, 58.
Hindou-Kouch. FURON, 3.
Hongrie. CANU et BASSLER, 192, 672.
 HOUEL (Philippe). Nécrologie, 51.
Houiller. JUNG, 139, 476.
 HURE (M^{lle} A.). Voir CHAPUT, 13. — Note sur l'Albien, le Sparnacien et le Stampien dans l'Yonne, 29. — Sur les limons quaternaires du Nord de l'Yonne, 94. — Note sur la géologie de Dieppe (Seine-Inférieure), 149.
Hydrologie. BLAYAC, 31 ; BOURSALT, 58 ; DOLLFUS, 44 ; LEMOINE, 44 ; RAMOND, 44 ; ZÜRCHER, 56.

I

Ichthyosaure. BIDAULT, 114.
Inocérames (couchés à). PIROUTET, 147.

J

JEANNEL. Prés. d'ouv., 44.
 JOLEAUD (L.). Obs. à propos d'une commun. de MM. L. et J. MORELLET, 40. — Prés. d'ouv., 72. — Obs. à propos d'une note de M. J. BURCART, 75. — Prés. d'ouv., 80, 117, 134. — [Aperçu sur la Const. géol. de la chaîne Numidique et des monts de Constantine] (R. Ex.), 184. — Obs. CR. de l'excursion du 1^{er} octobre à Aïn Beïda, 185, 186, 187, 188. — *Id.* du 2 octobre au Djebel M'sid Aïcha, 189, 190. — *Id.* du 2 octobre à l'Oued el Kébir, 192. — Discussion sur la tectonique de la chaîne Numidique, 194, 195. — CR.

- Exc. 1^{er} octobre au Djebel Ouach (R. Ex.), 196, 197, discussion, 198, 199. — Obs. CR. Exc. 3 octobre: Hammam Meskoutine, 200, discussion, 201. — Allocution au dîner du 6 octobre, 204. — Discussion sur l'exc. de Tebessa, 211, 212. — Obs. CR. Exc. 6 octobre d'Aïn-Beïda à Batna, 212, discussion, 214. — Discussion sur l'exc. d'El Outaya, 216, 217. — Allocution au banquet du Fin Gourmet, 219. — Discussion sur la tectonique des Babors, 224, 226, 227. — Discussion sur la tectonique du Djurdjura, 230. — Discussion sur la tectonique du sel, 232, 233.
- JOUKOWSKY (E.) et J. FAVRE. Sur les décrochements de la chaîne du Sa-lève, 139, 465 (3 fig.).
- JOURDY (G^{al}). Prés. d'ouv., 156.
- JUNG (J.). Le Houiller dans les Vosges moyennes, 139, 476 (2 fig.).
- Jura. ROCHÉ, 21.
- Jurassique. COSSMANN, 139, 654; COT-TREAU, 176, 579; GILLET et POPOVITCH, 37, 146; LAUX, 93, 198; LORY, 54; MORET et ROCH, 76; ROQUEFORT, 66, RUSSO, 164, 515.
- ### K
- KILIAN (Conrad). Observations sur la géologie du Sahara, 99. — *Aut. cit.*, 137. — A propos du Sahara Central, 176.
- KILIAN (W.). Prés. d'ouv., 184.
- KOZŁOWSKI (R.). Sur le Dévonien au Pérou, 48.
- KTÉNAS (Const. A.). L'âge des formations volcaniques du massif de Parnès (Attique), 60. — Formations primaires semimétamorphiques du Péloponèse central, 61. — L'île de Bélopoula entre le Péloponèse et les Cyclades, 77.
- ### L
- LACROIX (A.). Prés. d'ouv., 40. — Sur un nouveau type lithologique métamorphique, 175. — Les caractéristiques chimico-minéralogiques des roches éruptives (intrusives et volcaniques) tertiaires de l'Algérie et des régions limitrophes, 207.
- LAMARE (P.). Mission au Vénézuéla, 39. — Prés. d'ouv., 132. — Obs. à propos d'une note de MM. H. DOUVILLÉ et O'GORMAN, 172. — Note prélim. sur la structure des massifs secondaires compris entre la Bidassoa et la Sierra de Ulgama (Navarre), 187.
- LAMBERT (J.). Prés. d'ouv., 53, 96. — Sur un Échinide nouveau du Bassin de Paris, 98. — Considérations sur qqcs Échinides du Domérien, 176, 604 (2 fig.).
- Lamellibranches. COSSMANN, 139, 654; GILLET, 14, 115.
- LAMOTHE (G^{al} DE). Prés. d'ouv., 34. — Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle; évolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage du Noir Gueux, 120, 321 (11 fig., pl. XII bis).
- LANQUINE (A.). Prés. d'ouv., 184.
- LAPPARENT (Jacques DE). Sur la roche ferrique d'Aramon, 23. — Quelques résultats de l'étude lithologique des brèches calcaires du Crétacé inférieur et des sédiments dolomitiques du Trias vus par la Société géologique lors de sa Réunion extraordinaire de 1923 [Obs. de M. P. TERMIER], 174, 531. Les calcaires à Globigérines du Crétacé supérieur et des couches de passage de l'ocène dans les Pyrénées occidentales, 185, 615 (8 fig., pl. XX).
- LASKARËV (V.). Prés. d'ouv., 157.
- LAUX (N.). La méthode analytique Buckman et son application à l'étude du système jurassique, 93, 198.
- LECOINTRE (F. CANU et G. —). Les Bryozoaires cheilostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou (Prés. de Mém.), 22.
- LEMOINE (F. ROMAN et Eugène —). Sur qqcs *Hecticoceras* du groupe de *H. retrocostatum* DE GROSS., 22, 100 (4 fig., pl. III).
- LEMOINE (Paul). Allocution, 4. — Obs. à propos de la note de M. CAYEUX (jaspes à Radiolaires), 12. — Prés. d'ouv., 19. — Prés. d'ouv. (Distr. des *Choleva*, par M. JEANNEL), 44. — Obs. à propos d'une comm. de M. DOLLFUS (Inondations de Paris), 44. — Prés. d'ouv., 53. — Obs. à propos d'une note de M. ZÜRCHER, 57. — Allocution, 104.
- LERICHE (M.). Prés. d'ouv., 52.
- LICENT (P. TEILHARD DE CHARDIN et E. —). Obs. géologiques sur la bordure occidentale et méridionale de l'Ordos, 29, 49 (15 fig.). — Obs. complémentaires sur la géologie de l'Ordos, 462 (pl. XIII-XIV).
- Lithologie. ASTRE, 190; CAYEUX, 11, 52,

82, 89, **263**; HAUG, 92; LAPPARENT, 23, 174, **531** 185, **615**; LEMOINE, 12.
 LORY (P.). La répartition du faciès du Trias et du Jurassique dans la chaîne de Belledonne, 34.
 LUTAUD (Léon). *Aut. cité*, 125, 128. — Prés. d'ouvr. (Thèse) [Obs. de M. Léon BERTRAND], 133. — Au sujet d'une étude tectonique sur la Provence cristalline, 151.

M

Madagascar. BERTRAND, 82; COTTREAU et COLLIGNON, 124, **278**; COTTREAU, 36; DIMAS, 140; MERLE, 88.
Maëstrichtien. ABRARD, 189, **642**.
 MANTOVANI (R.). Les points de contact entre la théorie de la dilatation planétaire et la théorie de la dérive des continents de Wegener, 167.
Marbres en plaquettes. MORET et BLANCHET, 164, **312**.
Margency. ABRARD et SERGENT, 177.
Margeride. BLAYAC, 25.
Marne. ZÜRCHER, 56.
Maroc. BARTHOUX, 100, **233**; BEAUGÉ, 125, **254**; GENTIL, 125, **213**; ROLLAND, 125, **245**; RUSSO, 74, 78, 164, **515**;
Massif Central. BLAYAC, 25; BLONDEL, 188, **691**.
Mayenne. CARPENTIER, 47, **125**.
 MERLE (A.). Prés. d'ouvr., 88. — A propos de la Géologie de Madagascar, 88.
Méditerranée. DENIZOT, 181.
Mésogée. DOUVILLÉ, 19, 55.
Métallifères (gîtes). AUBERT et CHÉTE-LAT, 26, **33**.
Miocène. BARTHOUX, 168.
Monchique (Sierra de). PEREIRA DE SOUSA, 119.
Montluçon. BLONDEL, 188, **691**.
Montmorency. SCHOELLER, 189.
 MORELLET (L.). Prés. d'ouvr., 39. — A propos d'une note de M^{lle} A. HURE, sur la géol. des environs de Dieppe, 164.
 MORELLET (L. et J.). Obs. sur les sables à galets d'Auvergne [Obs. de MM. JOLEAUD, DOLLFUS, ABRARD], 40, **109**.
 MORET (Léon). Résultats généraux d'un mémoire intitulé « Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé supérieur français », 144.
 MORET (L.) et F. BLANCHET. Contr. à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes Occ.) : le problème des « Marbres en plaquettes », 164, **312** (4 fig., pl. XII).
 MORET (L.) et E. ROCH. Sur l'âge des

calcaires à Nérinées de la région du Parnasse (Grèce), 76.
 MORGAN (J. DE). Prés. d'ouvr., 19. — Nécrologie.
Moselle. LAMOTHE, 120, **321**.

N

Narbonne. DUBAR, 29, **25**; BARRABÉ, 24, 36.
Neithea. GILLET, 14, **115**.
Nouvelle-Calédonie. PIROUTET, 147.
Nummulitique. ABRARD, 17, 40, 163; BARTHOUX, 125, 176, **577**; DOUVILLÉ, 19, 55, 112, 113, 160; DOUVILLÉ et O'GORMAN, 170.

O

Ocre. DURAND, 63.
 O'GORMAN (H. DOUVILLÉ et G. —). L'Éocène inférieur du Béarn [Obs. de MM. Léon BERTRAND, P. LAMARE et P. VIENNOT], 170.
Oise. PATTÉ, 162, **483**.
 ORCEL (J.). Prés. d'ouvr., 159.
Ordos. TEILHARD et LICENT, 20, **49**; TEILHARD, 162.
Quadaï. DENAEYER, 138, **538**.

P

Palassou (Poudingue de). DOUVILLÉ, 160.
Paléobotanique. CARPENTIER, 47, **125**.
Paléoclimatologie. BURCAR, 158; SAYLES, 158.
Paléogéographie. DOUVILLÉ, 19, 55; JEANNEL, 44; LASKARÉV, 157; LEMOINE, 44.
Paléontologie animale. ARABU, 67; CANU et BASSIER, 192, **672**; CANU, 132; CANU et LECOINTRE, 22; COLLIGNON, 13; COSSMANN, 139, **654**; DOUVILLÉ, 19, 55, 58, 113; GIGNOUX et POPOVITCH, 14, 92; GILLET, 14, **115**; GILLET et POPOVITCH, 37, **146**; GUILLAUME, 124, **281**; JOURDY, 156; MORET, 144; PATTÉ, 42; ROMAN et E. LEMOINE, 22, **100**; RUSSO, 164, **515**; SAINT-PÉRIER, 35; SOLIGNAC, 94, **176**; THOMASSET, 27.
Paléontologie végétale. DOUVILLÉ, 169; FRITEL, 33, 48, **150**; PLENDER, 100, **193**.
Paris (Bassin de). ABRARD, 40; ABRARD et SERGENT, 177; DOLLFUS, 40, 44, 112; JOLEAUD, 40; LAMBERT, 98; MORELLET (L. et J.), 40, **109**; RAMOND, 44; SCHOELLER, 189.
Parnasse. MORET et ROCH, 76.
 PATTÉ (E.). Prés. d'ouvr. [Fossiles d'Indochine], 42. — Prés. d'ouvr., 118.

- Contribution à l'étude du Quaternaire dans la vallée de l'Oise, 162, **483** (4 fig.).
- PEREIRA DE SOUSA (F.). Prés. d'ouvr., 19. — La Sierra de Monchique, 119.
- Pérou. BERTRAND, 35 ; KOZLOWSKI, 48
- PÉTERHANS (E.). La tectonique de la basse vallée de la Dranse (Hte Savoie), 21.
- Péirographie. AUBERT et CHÉTELAT, 26, **33** ; KTÉNAS, 60, 61, 77 ; LACROIX, 175, 207.
- Pétrole. VIENNOT, 179, **592**.
- PFENDER (J.). Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence, 100, **493** (pl. VIII et IX).
- PIROUTET (M.). Sur l'âge des couches à Inocérames de Nouvelle-Calédonie, 147.
- PIVETEAU (J.). Prés. d'ouvr., 18.
- POČTA (Filip). Nécrologie, 9.
- Poissons. THOMASSET, 27.
- POPOVIĆ (G.). Voir POPOVITCH.
- POPOVITCH (M. GIGNOUX et G. —). Sur le plus ancien représentant du genre *Goniopygus* (Oursin régulier) et sur la phylogénie des Arbacidés, 14, 92, pl. II).
- POPOVITCH (S. GILLET et G. —). Faune jurassique de Verčka Čuka, 37, **446**.
- Portel (Aude). ASTRE, 37, **432**.
- Préhistoire. DEPÉRET et CHAPUT, 64 ; RIVIÈRE (Émile), 32.
- Primaire. ROLLAND, 125, **245**.
- PRINGLE (John), Prés. d'ouvr., 43.
- Prospection (Méthodes physiques de), 177.
- Provence. BERTRAND, 126, 134, 139 ; LD 2 ; BRUN et CHATELET, 41 ; HAUG, 128 ; LUTAUD, 125, 128, 133, 151 ; PFENDER, 100, **493**.
- PRUVOST (P.). Prés. d'ouvr., 43.
- Pyrénées. BARRABÉ, 36 ; BERTRAND, 172 ; DUBAR, 14 ; LAMARE, 188 ; LAPPARENT, 185, **615** ; SAINT-PÉRIER, 35 ; VIENNOT, 14, 37, 135, 142, 172.
- Q**
- Quaternaire. CHAPUT, 151, 156, **449** ; CHAPUT et DEPÉRET, 64 ; DENIZOT, 164, 181 ; DEPÉRET et CHAPUT, 64 ; DUBOIS, 184 ; HURE, 94 ; LAMOTHE, 120, **321** ; PATTE, 162, **483** ; PFENDER, 100, **493** ; SAINT-PÉRIER, 35 ; SOLIGNAC, 94, **476**.
- R**
- Radiolaires. CAYEUX, 11.
- RAMOND (G.). Obs. à propos d'une prés.
- d'ouvr. de M. BIDAULT DE L'ISLE. — Prés. d'ouvr., 32, 33. — Obs. à propos d'une comm. de M. DOLLFUS (Inondations de Paris), 44. — Obs. à propos d'une note de M. ZÜRCHER, 56. — Obs. à propos du prix Prestwich décerné à M. Dollfus, 112.
- Rébénacq (Pic de). VIENNOT, 142.
- Réunion extraordinaire de la Société en Algérie, 83-234.
- Réunion Ext. 1923. LAPPARENT, 174, **531** ; TERMIER, 175.
- REYGASSE. CR. Exc. du 5 octobre à Tebessa et au Kouif (R. Ex.), 210.
- Rhélien. BLAYAC, 25.
- RICHE (A.). Prés. d'ouvr., 17.
- RIVIÈRE (Émile). Nécrologie, 32.
- ROCH (L. MORET et E. —). Sur l'âge des calcaires à Nérinées de la région du Parnasse (Grèce), 76.
- ROCHÉ (P.). Sur le passage du Bajocien au Bathonien dans la région de Saint-Claude (Jura), 21.
- ROIG (MARIO SANCHEZ). Prés. d'ouvr., 53.
- ROLLAND (F.-A.). Notice géologique sommaire sur la région comprise entre Kasbah ben Ahmed et Seltat (Maroc central), 125, **245** (3 fig.).
- ROMAN (F.). Prés. d'ouvr., 17. — Prés. d'ouvr., 103.
- ROMAN (F.) et Eugène LEMOINE. Sur qq *Hecticoceras* du groupe de *H. retrocostatum* DE GROSS., 22, 100 (4 fig., pl. III).
- ROMIEUX (C^e). Prés. d'ouvr., 34.
- ROQUEFORT (C.). Note prélim. sur la stratigr. du lambeau jurassique de Fouzilhon (Hérault), 66.
- Royan. ABRARD, 163, 189, **642**.
- Rupélien. ABRARD et SERGENT, 177 ; ASTRE, 37, **432** ; SCHÖELLER, 189.
- RUSO (P.). Prés. d'ouvr., 74. — Sur la présence d'un axe éruptif N-S dans les Hauts-Plateaux marocains (basaltes et phonolites), 78. — Étude paléont. som. de la faune du Djebel Grouz (Sahara marocain), 164, **515**.
- S**
- Sahara. BOURCART, 10, 179 ; CARRIER, 33, 73, 138 ; DENAEYER, 132, 136, 138, 159, **538** ; KILIAN (C.), 99, 176 ; RUSSO, 164 ; SAVORNIN, 178.
- Saiga tatarica. SAINT-PÉRIER, 35.
- SAINT-PÉRIER (R. DE). Sur la présence de *Saiga tatarica* L. dans les gisements quaternaires des Pyrénées, 35.
- Salève. JOUKOWSKY et FAVRE, 139, **465**.

SANCHEZ ROIG. Voir ROIG.
Sarmatien. LASKARÉV, 157.
Sarthe. CARPENTIER, 47, 425.
Savoie. SCHÖLLER, 172.
Savoie (Haute). PÉTERHANS, 21, 16.
 SAVORNIN (J.). Les découvertes du Cap Resson dans le Sahara occidental [Obs. de M. J. BOURCART], 178. — Au sujet de la R. Extr. en Algérie, 182.
 SAYLES (Robert W.). *Aut. cit.*, 158.
 SCHLUMBERGER (C.). Sur les progrès des méthodes physiques en Géologie, 177.
 SCHÖLLER (H.). Obs. en Tarentaise, 172. — Gisements de Rupélien fossilifère sur le versant SW des collines de Montmorency (S.-et-O.), 189.
Secondaire. LAMARE, 187.
 SERGENT (R. ABRARD et G. —). Le Rupélien fossilifère à Margency (S.-et-O.), 177.
 SOLIGNAC (M.). Sur la présence du *Bufo felus Paleindicus* FALC. dans le Quaternaire ancien de la région de Bizerte (Tunisie), 94, 476 (2 fig., 5 tabl., pl. VI et VII).
 SOUSA (PEREIRA DE). Voir PEREIRA DE SOUSA.
Sospel. ZÜRCHER, 139.
Sparnacien. HURE, 29.
Spongiaires. MORET, 144.
Stampien. HURE, 29.

T

Tarentaise. SCHÖLLER, 172.
Tectonique. BERTRAND, 76, 126, V. R. Ex., 189 à 234; BLONDEL, 188, 694; DURBAR, 14; JOUKOVSKY et FAVRE, 465; FOURNIER, 37; GENTIL, 125, 213; GIGNOUX, 231, 232; JOLEAUD, 75, 184-233; LAMOTHE, 120, 321; LUTAUD, 125, 128, 133, 151; PÉTERHANS, 21, 16; *Réunion extraordinaire*, 183-234; TERMIER, 189.
 TEILHARD DE CHARDIN (P.). Obs. complémentaires sur la géol. de l'Ordos, 162. — Résultats d'une mission dans l'Est du Gobi (Région du Dalaï nord), 186.
 TEILHARD DE CHARDIN (P.) et E. LICENT. Obs. géologiques sur la bordure occidentale et méridionale de l'Ordos, 20, 49 (15 fig.). — Obs. complémentaire sur la géologie de l'Ordos, 462 (pl. XIII et XIV).

TERMIER (P.). Obs. à une note de M. J. DE LAPPARENT, 175. — Obs. à une note de M. F. BLONDEL, 189.
Tertiaire. GUILLAUME, 124, 281.
 THIÉRY (P.). Prés. d'ouvr., 116.
 THOMASSET (J.-J.). Note préliminaire sur la structure des dents chez les Poissons fossiles, 27.
Tonkin. VIENNOT, 179, 592.
Tortonien. DOLLFUS, 12.
Trias. ARABU, 67; BERTRAND, 126; LORY, 54.
Tunisie. GENTIL, 125, 213; SOLIGNAC, 94, 476.
Turritelle. GUILLAUME, 124, 281.

V

Vénézuéla. LAMARE, 39.
 VIENNOT (P.). Voir DEBAR, 14. — Voir FOURNIER, 37. — Prés. d'ouvr., 135. — Sur la structure du Pic de Rébénacq et de ses environs (Basses-Pyrénées), 142. — Obs. à propos d'une note de MM. H. DOUVILLÉ et O'GORMAN, 172. — Étude du gisement pétrolier de Yen Bay et de ses env. (Tonkin), 179 592. — Prés. d'ouvr., 183.
Volcanisme. RUSSO, 78.
 VOSGES. JUNG, 139, 476; LAMOTHE, 102, 321.

W

Wegener (Théorie de). BOURCART, 158; MANTOVANI, 167.

Y

Yonne. CHAPUT, 13; HURE, 13, 29, 94.
Yougoslavie. GILLET et POPOVITCH, 37, 446.

Z

ZÜRCHER (Ph.). Études géolog. faites pour l'avant-projet de dérivation de la Marne entre Anet et Épinay [Obs. de MM. P. LEMOINE, DOLLFUS, BOURSAULT et RAMOND], 56. — Nécrologie du Dr A. GUÉBHARD, 95. — Sur la perméabilité du terrain crétaé supérieur des environs de Sospel (Alpes-Mar.) [Obs. de M. Léon BERTRAND], 139.

Liste des Mémoires qui se vendent isolément :

1° MÉMOIRES DE PALÉONTOLOGIE.

15. S. STEFANESCU. Etudes sur les terrains tertiaires de la Roumanie; Contribution à l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine. 11 pl., 152 p.....	25 fr.
19. M. COSSMANN. Contribution à la Paléontologie française des terrains jurassiques (en cours); Gastropodes: Nérinées, 13 pl., 180 p.....	45 »
20. V. POPOVICI-HATZEG. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur de Roumanie; Environs de Campulung et de Sinaia. 2 pl., 22 p.....	12 »
21. R. ZEILLER. Etude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héraclée (Asie-Mineure). 6 pl., 91 p.....	50 »
22. P. PALLARY. Sur les Mollusques fossiles terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie. 4 pl., 218 p.....	15 »
23. G. SAYN. Les Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France (en cours). 6 pl., 69 p.....	25 »
24. J. LAMBERT. Les Echinides fossiles de la province de Barcelone. 9 pl., 128 p.	25 »
25. H.-E. SAUVAGE. Recherches sur les Vertébrés du Kiméridgien supérieur de Fumel (Lot-et-Garonne). 5 pl., 36 p.....	18 »
26. Ch. DEPÉRET et F. ROMAN. Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines (1 ^{re} partie: genre <i>Pecten</i>) (en cours). 23 pl., 169 p. . .	130 »
27. G. DOLLFUS et Ph. DAUTZENBERG. Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire; Description des gisements fossilifères; Pélécytopodes. 51 pl., 500 p.....	300 »
28. Marcellin BOULE. Le <i>Pachyæna</i> de Vaugirard. 2 pl., 16 p.....	20 »
29. V. PAQUIER. Les Rudistes urgoniens. 13 pl., 102 p.....	40 »
30. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. 17 pl., 128 p.....	45 »
31. Albert GAUDRY. Fossiles de Patagonie: Dentition de quelques Mammifères. 28 p., 42 fig. dans le texte.....	15 »
32. Paul LEMOINE et Robert DOUVILLÉ. Sur le genre <i>Lepidocyclus</i> Gumbel. 3 pl., 42 p.....	15 »
33. Ferdinand CANU. Les Bryozoaires du Palagonien. Echelle des Bryozoaires pour les Terrains tertiaires. 5 pl., 30 p.....	15 »
34. Charles EASTMAN. Les types de Poissons fossiles du Monte-Bolca au Muséum d'Histoire naturelle de Paris. 5 pl., 32 p.....	15 »
35. V. POPOVICI-HATZEG. Les Céphalopodes du jurassique moyen du Mont Strunga (massif de Bucégi, Roumanie). 6 pl., 28 p.....	30 »
36. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. 24 pl., 132 p.	60 »
37. Edm. PELLAT et M. COSSMANN. Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzet-lez-Alais (Gard). 9 fig. texte, 6 pl., 42 p.....	20 »
38. Charles JACOB. Etude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. 44 fig., 9 pl., 64 p.....	20 »
39. A. PEZANT. Etude iconographique des Pleurotomes fossiles du Bassin de Paris. 5 pl., 30 p.....	15 »
40. P.-H. FRITEL. Etudes sur les végétaux fossiles de l'étage Sparnacien du Bassin de Paris. 3 pl., 37 p.....	10 »
41. Henri DOUVILLÉ. Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Égypte, du Liban et de la Perse. 7 pl., 84 p.....	20 »
42. Léon PERVINQUIÈRE. Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien. 7 pl., 86 p.	20 »
43. Robert DOUVILLÉ. Céphalopodes argentins. 3 pl., 24 p.....	15 »
44. Gustave F. DOLLFUS. Les coquilles du Quaternaire marin du Sénégal. Introduction géologique par A. DERBIMS. 4 fig., 4 pl., 72 p.....	16 »
45. Robert DOUVILLÉ. Etude sur les Cardiocératidés de Dives, Villers-sur-Mer et quelques autres gisements. 84 fig., 5 pl., 77 p.....	25 »
46. Maurice COSSMANN. Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques (voir mém., n° 14, 19); <i>Cerithiacea</i> et <i>Loxonematacea</i> , 11 pl., 264 p.	150 »
47. Lucien MORELLET et Jean MORELLET. Les Dasycladacées du Tertiaire parisien. 24 fig., 3 pl., 43 p.....	10 »
48. Robert DOUVILLÉ. Etudes sur les Oppellidées de Dives et Villers-sur-Mer. 31 fig., 2 pl., 26 p.....	15 »
49-50. F. PRIEM. Sur des Poissons fossiles et en particulier des Siluridés du Tertiaire supérieur et des couches récentes d'Afrique (Égypte et région du Tchad). — Sur des Poissons fossiles des terrains tertiaires d'eau douce et d'eau saumâtre de France et de Suisse. 9 pl., 30 p.....	20 »

51. P. DE BRUN, C. CHATELET et M. COSSMANN. Le Barrémien supérieur à faciès urgonien de Broutil-lez-Alais (Gard) (v. mém. n° 37), 4 fig., 5 pl., 56 p.....	15 "
52. Henri DOUVILLÉ. Le Barrémien supérieur de Broutil. 20 p., 4 pl.....	15 "
53. J. REPELIN. Monographie du genre <i>Lychnus</i> . 28 p., 6 pl.....	15 "
54. J. MONESTIER. Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du sud-est de l'Aveyron. 44 p., 4 pl.....	15 "
55. Maurice COSSMANN. Synopsis illustré des Mollusques de l'Éocène et de l'Oligocène en Aquitaine. 220 p., 15 pl.....	70 "
56. J. LEWINSKI. Monographie géologique et paléontologique du Bononien de la Pologne. 110 p., 11 pl.....	50 "
57. F. ROMAN. Monographie de la faune des Mammifères de Mormoiron (Vaucluse), Ludien supérieur. 8 pl., 40 p.....	25 "
58. L. et J. MORELLET. Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacés tertiaires. 37 p., 2 pl.....	15 "
59. A. BOBESSIAK. Sur un nouveau représentant des Rhinocéros gigantesques de l'Oligocène d'Asie, <i>Indricotherium asiaticum</i> n. g., n. sp., 16 p., 3 pl.....	5 "

2° MÉMOIRES DE GÉOLOGIE.

1882. — H.-E. SAUVAGE. <i>Recherches sur les reptiles trouvés dans le Gault de l'Est du bassin de Paris</i> , 42 p., 1 pl.....	7 "
1883. — COSSMANN et J. LAMBERT. <i>Étude paléontologique et stratigraphique sur le terrain oligocène marin des environs d'Étampes</i> . 188 p., 1 tabl., 6 pl.	20 "
1884. — Ph. THOMAS. <i>Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur quelques formations d'eau douce de l'Algérie</i> , 54 p., 1 tabl., 5 pl.....	5 "
1885. — COSSMANN. <i>Contribution à l'étude de la faune de l'étage bathonien en France (Gastropodes)</i> , 374 p., 18 pl.....	30 "
1885. — TERQUEM. <i>Les Entomostracés Ostracodes du système oolitique de la zone à Am. Parkinsoni de Fontoy (Moselle)</i> , 46 p., 6 pl.....	8 "
1886. — TERQUEM. <i>Les Entomostracés Ostracodes du Fullers Earth des environs de Varsovie</i> , 112 p., 12 pl.....	12 "
1887. — C. GRAND'EURY. <i>Formation des couches de houille et du terrain houiller</i> , 196 p., 10 pl.....	25 "
1888. — H. FILHOL. <i>Études sur les Vertébrés fossiles d'Issel (Aude)</i> , 186 p., 21 pl.....	20 "
1889. — G. COTTEAU. <i>Echinides éocènes de la province d'Alicante (deux parties)</i> , 107 p., 16 pl.....	25 "
1906. — P.-L. PEVER. <i>Aperçu géologique sur la colline de Turin</i> , 48 p., 7 fig., 1 carte.....	12 "
1907. — G. ZEIL. <i>Contribution à l'étude géologique du Haut-Tonkin</i> . — H. LANTEMOIS. <i>Note sur la géologie de l'Indo-Chine</i> . — René de LAMOTHE. <i>Note sur la géologie du Cambodge et du Bas-Laos</i> , 80 p., 1 pl., 3 cartes en couleurs.....	18 "
1908. — Général de LAMOTHE. <i>Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne</i> , 288 p., 3 pl., 1 carte en couleurs.	25 "
1909. — Léon CAREZ. <i>Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises</i> , 132 p., 1 pl., 6 cartes en couleurs.	25 "
1910. — Maurice LUGEON. <i>Étude géologique sur le projet de Barrage du Haut-Rhône français à Génissiat (près de Bellegarde)</i> , 136 p., 7 pl.....	25 "

TABLE DES MATIÈRES (TOME XXIV, FASCICULE 1-2)

	Pages
Raymond Furon. — Notes préliminaires sur la géologie de l'Est de l'Afghanistan (l'Hindou-Kouch : régions nord et sud) (11 fig.).....	2
M. Collignon. — Sur un Actinocrinidé de la collection Marcou au Muséum National d'Histoire Naturelle (3 fig.).....	13
E. Peterhans. — La tectonique de la basse vallée de la Dranse (Haute-Savoie) (2 fig.).....	16
G. Dubar. — Sur la présence du Bajocien à l'W de Narbonne.....	25
J. Barthoux. — Le Crétacé de l'Isthme de Suez et ses soulèvements diapys (1 fig.).....	30
E. Aubert de La Rüe et L. de Chételat. — Observations sur les Roches Vertes de l'Albanie du Nord et quelques gisements métallifères qui s'y rattachent (1 fig., 1 carte, pl. I).....	33
P. Teilhard de Chardin et E. Licent. — Observations géologiques sur la bordure occidentale et méridionale de l'Ordos (8 fig.) (à suivre).....	49

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

QUATRIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

FASCICULE 3-4

Feuilles 5-12. — Planches II-VII.
50 figures dans le texte.

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72

—
1924

EXTRAITS DU RÈGLEMENT DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

Cotisation : 50 fr. par an

Membres à vie : 1000 fr. — Membres perpétuels : 2000 fr.

Arr. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

Arr. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Etrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

Arr. 4. — Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres qui auront signé la présentation¹ et avoir été proclamé dans la séance suivante par le Président.

Arr. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

Arr. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux sciences qui s'y rattachent.

Arr. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

Arr. 53. — Un Bulletin périodique des travaux de la Société est délivré gratuitement à chaque membre.

Arr. 54. — La Société publie en outre des *Mémoires*, qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

Arr. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

Arr. 75. — Les auteurs peuvent faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat, un tirage à part des communications insérées au Bulletin.

Arr. 94. — Les ouvrages, conservés dans la Bibliothèque de la Société, peuvent être empruntés par les membres... (*Service des prêts*).

1. Les personnes désirant faire partie de la Société et ne connaissant aucun membre pour les présenter peuvent adresser une demande au Secrétariat, en exposant les titres qui justifient de leur admission.

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOUVELLE SÉRIE

1. L. MORET. Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Miocène de l'Algérie, 4 pl., 32 p. 20 fr.
2. H. DOUVILLÉ. Revision des Lépidocyclines, 2 pl., 49 p. 20 »

Liste des Mémoires qui se vendent isolément :

1^o MÉMOIRES DE PALÉONTOLOGIE.

15. S. STEFANESCU. Etudes sur les terrains tertiaires de la Roumanie; Contribution à l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine. 11 pl., 152 p.....	25 fr.
19. M. COSSMANN. Contribution à la Paléontologie française des terrains jurassiques (en cours); Gastropodes; Nérinées, 13 pl., 180 p.....	45 »
20. V. POPOVICI-HATZEG. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur de Roumanie; Environs de Campulung et de Sinaïa. 2 pl., 22 p.....	12 »
21. R. ZEILLER. Etude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héraclée (Asie-Mineure). 6 pl., 91 p.....	50 »
22. P. PALLARY. Sur les Mollusques fossiles terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie. 4 pl., 218 p.....	15 »
23. G. SAYN. Les Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France (en cours). 6 pl., 69 p.....	25 »
24. J. LAMBERT. Les Echinides fossiles de la province de Barcelone. 9 pl., 128 p.....	25 »
25. H.-E. SAUVAGE. Recherches sur les Vertébrés du Kiméridgien supérieur de Fumel (Lot-et-Garonne). 5 pl., 36 p.....	18 »
26. Ch. DÉPÉRET et F. ROMAN. Monographie des Peclinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines (1 ^{re} partie: genre <i>Pecten</i>) (en cours). 23 pl., 169 p.....	130 »
27. G. DOLÉUS et Ph. DAUTZENBERG. Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire; Description des gisements fossilifères; Pélécytopodes. 51 pl., 500 p.....	300 »
28. Marcellin BOULE. Le <i>Pachyæna</i> de Vaugirard. 2 pl., 16 p.....	20 »
29. V. PAQUIER. Les Rudistes urgoniens. 13 pl., 102 p.....	40 »
30. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. 17 pl., 128 p.....	45 »
31. Albert GAUDRY. Fossiles de Patagonie: Dentition de quelques Mammifères. 28 p., 42 fig. dans le texte.....	15 »
32. Paul LÉMOINE et Robert DOUVILLÉ. Sur le genre <i>Lepidocyclus</i> Gümbel. 3 pl., 42 p.....	15 »
33. Ferdinand CANU. Les Bryozoaires du Patagonien. Echelle des Bryozoaires pour les Terrains tertiaires. 5 pl., 39 p.....	15 »
34. Charles EASTMAN. Les types de Poissons fossiles du Monte-Bolca au Muséum d'Histoire naturelle de Paris. 5 pl., 32 p.....	15 »
35. V. POPOVICI-HATZEG. Les Céphalopodes du jurassique moyen du Mont Strunga (massif de Buccegi, Roumanie). 6 pl., 28 p.....	30 »
36. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. 24 pl., 132 p.....	60 »
37. Edm. PELLAT et M. COSSMANN. Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzet-lez-Alais (Gard). 9 fig. texte, 6 pl., 42 p.....	20 »
38. Charles JACOB. Etude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. 44 fig., 9 pl., 64 p.....	20 »
39. A. PEZANT. Etude iconographique des Pleurotomes fossiles du Bassin de Paris. 5 pl., 30 p.....	15 »
40. P.-H. FRITEL. Etudes sur les végétaux fossiles de l'étage Sparnacien du Bassin de Paris. 3 pl., 37 p.....	10 »
41. Henri DOUVILLÉ. Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Égypte, du Liban et de la Perse. 7 pl., 84 p.....	20 »
42. Léon PERVINQUIÈRE. Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien. 7 pl., 86 p.....	20 »
43. Robert DOUVILLÉ. Céphalopodes argentins. 3 pl., 24 p.....	15 »
44. Gustave F. DOLÉUS. Les coquilles du Quaternaire marin du Sénégal. Introduction géologique par A. DEBEIMS. 4 fig., 4 pl., 72 p.....	16 »
45. Robert DOUVILLÉ. Etude sur les Cardiocératidés de Dives, Villers-sur-Mer et quelques autres gisements. 84 fig., 5 pl., 77 p.....	25 »
46. Maurice COSSMANN. Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques (voir mém., n ^{os} 14, 19); <i>Cerithiacea</i> et <i>Lozonematacea</i> , 11 pl., 264 p.....	150 »
47. Lucien MORELLET et Jean MORELLET. Les Dasycladacées du Tertiaire parisien. 24 fig., 3 pl., 43 p.....	10 »
48. Robert DOUVILLÉ. Etudes sur les Opellidées de Dives et Villers-sur-Mer. 31 fig., 2 pl., 26 p.....	15 »
49-50. F. PHILM. Sur des Poissons fossiles et en particulier des Siluridés du Tertiaire supérieur et des couches récentes d'Afrique (Égypte et région du Tchad). — Sur des Poissons fossiles des terrains tertiaires d'eau douce et d'eau saumâtre de France et de Suisse. 9 pl., 30 p.....	20 »

51. P. DE BRUN, C. CHATELET et M. COSSMANN. Le Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzel-lez-Alais (Gard) (v. mém. n° 37). — <i>fig.</i> , 5 pl., 56 p.....	15 »
52. Henri DOUVILLÉ. Le Barrémien supérieur de Brouzel. 20 p., 4 pl.....	15 »
53. J. REPELIN. Monographie du genre <i>Lychnus</i> . 23 p., 6 pl.....	15 »
54. J. MONESTIER. Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du sud-est de l'Aveyron. 44 p., 4 pl.....	15 »
55. Maurice COSSMANN. Synopsis illustré des Mollusques de l'Eocène et de l'Oligocène en Aquitaine. 220 p., 15 pl.....	70 »
56. J. LEWINSKI. Monographie géologique et paléontologique du Bponien de la Pologne. 110 p., 11 pl.....	50 »
57. F. ROMAN. Monographie de la faune des Mammifères de Mormoiron (Vaucluse), Ludien supérieur. 8 pl., 40 p.....	25 »
58. L. et J. MORELLET. Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacées tertiaires. 37 p., 2 pl.....	15 »
59. A. BORISSIAK. Sur un nouveau représentant des Rhinocéros gigantesques de l'Oligocène d'Asie, <i>Indricotherium asiaticum</i> n. g., n. sp., 16 p. 3 pl.....	5 »

2° MÉMOIRES DE GÉOLOGIE.

1885. — COSSMANN. Contribution à l'étude de la faune de l'étage bathonien en France (Gastropodes), 374 p., 18 pl.....	30 »
1885. — TERQUEM. Les Entomostracés Ostracodes du système oolithique de la zone à Am. Parkinsoni de Fontoy (Moselle), 46 p., 6 pl.....	8 »
1886. — TERQUEM. Les Entomostracés Ostracodes du Fullers Earth des environs de Varsovie, 112 p., 12 pl.....	12 »
1887. — C. GRAND'EURY. Formation des couches de houille et du terrain houiller, 196 p., 10 pl.....	25 »
1888. — H. FILHOL. Etudes sur les Vertébrés fossiles d'Issel (Aude), 186 p., 21 pl.....	20 »
1889. — G. COTTEAU. Echinides éocènes de la province d'Alicante (deux parties), 107 p., 16 pl.....	25 »
1906. — P.-L. PREYER. Aperçu géologique sur la colline de Turin, 48 p., 7 fig., 1 carte.....	12 »
1907. — G. ZEIL. Contribution à l'étude géologique du Haut-Tonkin. — H. LANTENOIS. Note sur la géologie de l'Indo-Chine. — René de LAMOTHE. Note sur la géologie du Cambodge et du Bas-Laos, 80 p., 1 pl., 3 cartes en couleurs.....	18 »
1908. — Général de LAMOTHE. Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne, 288 p., 3 pl., 1 carte en couleurs.	25 »
1909. — Léon CAREZ. Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises, 132 p., 1 pl., 6 cartes en couleurs.....	25 »
1910. — Maurice LUGEON. Etude Géologique sur le projet de Barrage du Haut-Rhône français à Génissiat (près de Bellegarde), 136 p., 7 pl.....	25 »

TABLE DES MATIÈRES (TOME XXIV, FASCICULE 3-4)

	Pages
P. Teilhard de Chardin et E. Licent. — Observations géologiques sur la bordure occidentale et méridionale de l'Ordos (8 fig.) (suite).....	65
M. Gignoux et G. Popovitch. — Sur le plus ancien représentant du genre <i>Goniopygus</i> (Oursin régulier) et sur la phylogénie des Arbacidés (pl. II).....	92
Frédéric Roman et Eugène Lemoine. — Sur quelques <i>Hecticoceras</i> du groupe de <i>H. retrocostatum</i> DE GROSS (pl. III).....	100
L. et J. Morellet. — Observations sur les sables à galets d'Auvers.....	109
M^{le} S. Gillet. — Revision du sous-genre <i>Neithea</i> DROUET (13 fig.).....	115
J. Cottreau. — Nouveau gisement de Trias marin à Madagascar.....	123
Alfred Carpentier. — Quelques empreintes végétales du Carbonifère de la Sarthe et de la Mayenne (pl. IV et V).....	125
Gaston Astre. — La faune stampienne incluse dans les cristaux de gypse de Portel (6 fig.).....	132
S. Gillet et C. Popovič. — Faune jurassique de Vrcha Cuka (Serbie orientale).....	146
P.-H. Fritel. — Suite et additions à la revision de la flore cuisienne des grès de Belleu (20 fig.).....	150
Marcel Solignac. — Sur la présence de <i>Buffelus palæindicus</i> FALC. dans le Quaternaire ancien de la région de Bizerte (Tunisie) (3 fig., pl. VI et VII).....	176

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

QUATRIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

FASCICULE 5

Feuilles 13-20. — Planches VIII-XII.

51 figures dans le texte.

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72

1924

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* ; ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances**, le **Bulletin** et la **Bibliographie des Sciences géologiques**.

Ils peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 100 fr.).

Ils peuvent acheter à la Société : 1° avec une remise 50 %/, les Comptes rendus (10 fr. l'année), les Bulletins (40 fr. l'année), la Bibliographie (20 fr. l'année), les **Mémoires de Géologie** (par mémoire); 2° avec une rem. 20 %/, les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume (40 fr., étr. 45) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Etre présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 50 francs par an.

Membres à vie : 1.000 francs.

Membres à perpétuité : 2.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI

Liste des Mémoires qui se vendent isolément :

1° MÉMOIRES DE PALÉONTOLOGIE.

15. S. STEFANESCU. Etudes sur les terrains tertiaires de la Roumanie; Contribution à l'étude des faunes sarimatique, pontique et levantine. 41 pl., 152 p.....	25 fr.
19. M. COSSMANN. Contribution à la Paléontologie française des terrains jurassiques (en cours); Gastropodes: Nérinées, 13 pl., 180 p.....	45 »
20. V. POPOVICI-HATZEG. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur de Roumanie; Environs de Campulung et de Sinaia. 2 pl., 22 p.....	12 »
21. R. ZEILLER. Etude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héraclée (Asie-Mineure). 6 pl., 91 p.....	50 »
22. P. PALLARY. Sur les Mollusques fossiles terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie. 4 pl., 218 p.....	15 »
23. G. SAYN. Les Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France (en cours). 6 pl., 69 p.....	25 »
24. J. LAMBERT. Les Echinides fossiles de la province de Barcelone. 9 pl., 128 p.....	25 »
25. H.-E. SAUVAGE. Recherches sur les Vertébrés du Kiméridgien supérieur de Fumel (Lot-et-Garonne). 5 pl., 36 p.....	18 »
26. Ch. DERÉRET et F. ROMAN. Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines (1 ^{re} partie; genre <i>Pecten</i>) (en cours). 23 pl., 169 p.....	130 »
27. G. DOLLFUS et Ph. DAUTZENBERG. Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire; Description des gisements fossilifères; Pélécyropodes. 51 pl., 500 p.....	300 »
28. Marcellin BOULE. Le <i>Pachyæna</i> de Vaugirard. 2 pl., 16 p.....	20 »
29. V. PAQUIER. Les Rudistes urgoniens. 13 pl., 102 p.....	40 »
30. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. 17 pl., 128 p.....	45 »
31. Albert GAUDRY. Fossiles de Patagonie: Dentition de quelques Mammifères. 28 p., 42 fig. dans le texte.....	15 »
32. Paul LEMOINE et Robert DOUVILLÉ. Sur le genre <i>Lepidocyclus</i> Gümbel. 3 pl., 42 p.....	15 »
33. Ferdinand CANU. Les Bryozoaires du Patagonien. Echelle des Bryozoaires pour les Terrains tertiaires. 5 pl., 30 p.....	15 »
34. Charles EASTMAN. Les types de Poissons fossiles du Monte Bolca au Muséum d'Histoire naturelle de Paris. 5 pl., 32 p.....	15 »
35. V. POPOVICI-HATZEG. Les Céphalopodes du jurassique moyen du Mont Strunga (massif de Bucégi, Roumanie). 6 pl., 28 p.....	30 »
36. Ar. TOUCAS. Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. 24 pl., 132 p.....	60 »
37. Edm. PELLAT et M. COSSMANN. Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzet-lez-Alais (Gard). 9 fig. texte, 6 pl., 42 p.....	20 »
38. Charles JACOB. Etude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. 44 fig., 9 pl., 64 p.....	20 »
39. A. PEZANT. Etude iconographique des Pleurotomes fossiles du Bassin de Paris. 5 pl., 30 p.....	15 »
40. P.-H. FRITEL. Etudes sur les végétaux fossiles de l'étage Sparnacien du Bassin de Paris. 3 pl., 37 p.....	10 »
41. Henri DOUVILLÉ. Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Egypte, du Liban et de la Perse. 7 pl., 84 p.....	20 »
42. Léon PERVINQUIÈRE. Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien. 7 pl., 86 p.....	20 »
43. Robert DOUVILLÉ. Céphalopodes argentins. 3 pl., 24 p.....	15 »
44. Gustave F. DOLLFUS. Les coquilles du Quaternaire marin du Sénégal. Introduction géologique par A. DEBELMS. 4 fig., 4 pl., 72 p.....	16 »
45. Robert DOUVILLÉ. Etude sur les Cardiocératidés de Dives, Villers-sur-Mer et quelques autres gisements. 84 fig., 5 pl., 77 p.....	25 »
46. Maurice COSSMANN. Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques (voir mém., n° 14, 19); <i>Cerithiacea</i> et <i>Loxonematacea</i> , 11 pl., 264 p.....	150 »
47. Lucien MORELLET et Jean MORELLET. Les Dasycladacées du Tertiaire parisien. 24 fig., 3 pl., 43 p.....	10 »
48. Robert DOUVILLÉ. Etudes sur les Oppellidés de Dives et Villers-sur-Mer. 31 fig., 2 pl., 26 p.....	15 »
49-50. F. PNIEM. Sur des Poissons fossiles et en particulier des Siluridés du Tertiaire supérieur et des couches récentes d'Afrique (Egypte et région du Tchad). — Sur des Poissons fossiles des terrains tertiaires d'eau douce et d'eau saumâtre de France et de Suisse. 9 pl., 30 p.....	20 »

51. P. DE BRUN, C. CHATELET et M. COSSMANN. Le Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzet-lez-Alais (Gard) (v. mém. n° 37). 4 fig., 5 pl., 56 p.....	15 "
52. Henri DOUVILLÉ. Le Barrémien supérieur de Brouzet. 20 p., 4 pl.....	15 "
53. J. REPELIN. Monographie du genre <i>Lychnus</i> . 23 p., 6 pl.....	15 "
54. J. MONESTIER. Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du sud-est de l'Aveyron. 44 p., 4 pl.....	15 "
55. Maurice COSSMANN. Synopsis illustré des Mollusques de l'Éocène et de l'Oligocène en Aquitaine. 220 p., 15 pl.....	70 "
56. J. LEWINSKI. Monographie géologique et paléontologique du Bononien de la Pologne. 110 p., 11 pl.....	50 "
57. F. ROMAN. Monographie de la faune des Mammifères de Mormoiron (Vaucluse), <i>Lidien supérieur</i> . 8 pl., 40 p.....	25 "
58. L. et J. MORELLET. Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacées tertiaires. 37 p., 2 pl.....	15 "
59. A. BORISSIAK. Sur un nouveau représentant des Rhinocéros gigantesques de l'Oligocène d'Asie, <i>Indricotherium asiaticum</i> n. g., n. sp., 16 p. 3 pl.....	5 "

2° MÉMOIRES DE GÉOLOGIE.

1885. — COSSMANN. Contribution à l'étude de la faune de l'étage bathonien en France (<i>Gastropodes</i>), 374 p., 18 pl.....	30 "
1886. — TERQUEM. Les Entomostracés Ostracodes du <i>Fallers Earth</i> des environs de Varsovie, 112 p., 12 pl.....	12 "
1887. — C. GRAND'EURY. Formation des couches de houille et du terrain houiller, 196 p., 10 pl.....	25 "
1888. — H. FILHOL. Etudes sur les Vertébrés fossiles d'Issel (Aude), 186 p., 21 pl.....	20 "
1889. — G. COTTEAU. Echinides éocènes de la province d'Alicante (deux parties), 107 p., 16 pl.....	25 "
1906. — P.-L. PREVER. Aperçu géologique sur la colline de Turin, 48 p., 7 fig., 1 carte.....	12 "
1907. — G. ZEIL. Contribution à l'étude géologique du Haut-Tonkin. — H. LANTENOIS. Note sur la géologie de l'Indo-Chine. — René de LAMOTHE. Note sur la géologie du Cambodge et du Bas-Laos, 80 p., 1 pl., 3 cartes en couleurs.....	18 "
1908. — Général de LAMOTHE. Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne, 288 p., 3 pl., 1 carte en couleurs.....	25 "
1909. — Léon CAREZ. Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises, 132 p., 1 pl., 6 cartes en couleurs.....	25 "
1910. — Maurice LUGEON. Etude Géologique sur le projet de Barrage du Haut-Rhône français à Génissiat (près de Bellegarde), 136 p., 7 pl.....	25 "

TABLE DES MATIÈRES (TOME XXIV, FASCICULE 5)

J. Pfender. — Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence (pl. VIII et IX).....	193
N. Laux. — La méthode analytique Buckman et son application à l'étude du système jurassique.....	198
Louis Gentil. — La structure de la dorsale tunisienne et les grandes zones tectoniques de la Tunisie (9 fig.).....	213
J. Barthoux. — Moyenne, Haute-Moulouia et Grand-Atlas (2 fig.).....	233
F. A. Rolland. — Notice géologique sommaire sur la région comprise entre Kasbah ben Ahmed et Settlat (Maroc central) (3 fig.).....	245
A. Beaugé. — Le Gothlandien et les « couches rouges » dans le Maroc central et occidental.....	254
L. Cayeux. — Les minerais de fer oolithique secondaires de France.....	263
J. Cottreau et M. Collignon. — Les couches dites à « <i>Magilus grandis</i> » de l'île Makamby, province de Majunga. — Leur âge, leur extension sur la côte Ouest et à l'extrême Sud de Madagascar.....	278
L. Guillaume. — Essai sur la classification des Turritelles ainsi que sur leur évolution et leurs migrations, depuis le début des temps tertiaires (pl. X et XI, 33 fig., 2 tabl.).....	281
L. Moret et J. Blanchet. — Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes occidentales). Le problème des « Marbres en plaquettes » (pl. XII, 4 fig.).....	312

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

QUATRIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

FASCICULE 6

Feuilles 24-29 — Planches XII *bis*, XIII-XIV.

44 figures dans le texte.

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72

1924

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* ; ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances, le Bulletin et la Bibliographie des Sciences géologiques.**

Ils peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 100 fr.).

Ils peuvent *acheter* ¹ à la Société : 1° avec une remise de 50 %, les **Comptes rendus et les Bulletins** (60 fr. l'année), la **Bibliographie** (20 fr. l'année), les **Mémoires de Géologie** (par mémoire) ; 2° avec une rem. de 20 %, les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume (40 fr., étr. 45) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 50 francs par an.

Membres à vie : 1.000 francs.

Membres à perpétuité : 2.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser *impersonnellement* au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI.

Publications de la Société Géologique de France

28, rue Serpente, Paris, VI.

- 1° **Comptes Rendus** sommaires des Séances, servis gratuitement, deux fois par mois, à tous les Membres de la Société, et formant chaque année 1 vol. de 250 p. in-8°. Abonnement : France 10 fr. Etranger 12 fr.
- 2° **Bulletin** périodique des travaux de la Société, dont le service est fait gratuitement à tous les membres de la Société, et formant, depuis l'origine de la Société, un volume annuel in-8° de 1000 pages environ avec nombreux dessins, photographies, héliogravures, cartes en noir et en couleurs.
Abonnement, donnant droit au Service du CR. sommaire des Séances : France 60 fr. — Etranger 70 fr.
Les fascicules, en nombre variable, qui forment le volume annuel, sont adressés aux Membres et aux Abonnés au fur et à mesure de leur apparition.
Les volumes antérieurs à l'année en cours et les tables générales, sont en vente au siège de la Société.
- 3° **Bibliographie des Sciences Géologiques**, publication trimestrielle, paraissant depuis 1923 (Service gratuit aux Membres). Abonnement : France 20 fr. — Etranger 25 fr.
- 4° **Réunions extraordinaires**, Comptes Rendus détaillés, extraits du Bulletin, des Excursions faites en groupe par la Société, une fois par an ; prix divers (50 % pour les Membres de la Société).
- 5° **Mémoires: Géologie**, 1833-1910 (En vente par Mémoire).
- 6° **Mémoires: Paléontologie**, 1890-1923 (En vente par Mémoire).
- 7° **Mémoires** Nouvelle série (1924), en souscription : France 40 fr. — Etranger 50 fr., en librairie le tome 70 fr.
- 8° **Varia** : D'ARCHIAC, Histoire des Progrès de la Géologie (moins le tome I). Prix : 60 francs.
FONTANNES, 40 brochures ou volumes. Prix divers.
CAMÉRÉ, Carte géologique des environs de Nice, 1877. Prix : 6 fr.
MOLENGRAAFF. Géologie du Transvaal, in-8° raisin, 80 p., 19 fig., 1 planche de coupes, 1 carte en 17 couleurs au 1/1500 000, 1901. Prix : 10 francs. — La carte seule. Prix : 5 francs.
COSSMANN, *Revue Critique de Paléozoologie* 1896-1924 et publications diverses.
Catalogue et prix sur demande.

Adresser toute correspondance :

AU SECRÉTAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente. Paris, VI.

Fédération des Sociétés de Sciences naturelles

- I. — **FAUNE DE FRANCE**, publiée par l'Office central de Faunistique. *Volumes parus* : Echinodermes par KOEHLER, 25 frs. — Oiseaux par PARIS, 40 frs. — Orthoptères par CHOPARD, 18 frs. — Sipunculien, etc..., par CUÉNOT, 3 fr. 50. — Polychètes errantes par FAUVEL, 45 frs. — Diptères anthomyides par SÉGEY, 60 frs. — Pycnogonides par BOUVIER, 8 frs. — Tipulides par PIERRE, 35 frs.
- II. — **ANNÉE BIOLOGIQUE**. Comptes rendus des travaux de biologie générale. Abonnement annuel 50 frs.
- III. — **BIBLIOGRAPHIE DES SCIENCES GÉOLOGIQUES** (publié par la Société Géologique de France et la Société française de Minéralogie), prix : 20 fr. pour la France.
- IV. — **BIBLIOGRAPHIE BOTANIQUE** (publiée par les Sociétés Botanique et Mycologique de France) distribuée avec les bulletins de ces Sociétés).
- V. — **BIBLIOGRAPHIE AMÉRICANISTE** (publiée par la Société des Américanistes de Paris et distribuée avec son bulletin, le « Journal de la Société des Américanistes »).
- VI. — **BIBLIOGRAPHIES GÉOGRAPHIQUES** (publiée par l'Association des Géographes français et par la Société de Géographie).

TABLE DES MATIÈRES (TOME XXIV, FASCICULE 6)

	Pages
G^{al} de Lamothe . — Les anciennes nappes alluviales du Bassin de la Haute-Moselle. Evolution tectonique du relief des Vosges méridionales et origine du barrage de Noir Gueux (<i>pl. XII bis, 10 fig.</i>)	321
E. Chaput . — L'origine des terrasses de la Garonne (<i>4 fig.</i>)	449
E. Teilhard de Chardin et E. Licent . — Observations complémentaires sur la Géologie de l'Ordos (<i>pl. XIII-XIV</i>)	462

Publications de la Société Géologique de France

28, rue Serpente, Paris, VI.

- 1° **Comptes Rendus** sommaires des Séances, servis gratuitement, deux fois par mois, à tous les Membres de la Société. et formant chaque année 1 vol. de 250 p. in-8°. *Abonnement* : France 10 fr. Etranger 12 fr.
- 2° **Bulletin** périodique des travaux de la Société, dont le service est fait gratuitement à tous les membres de la Société, et formant, depuis l'origine de la Société, un volume annuel in-8° de 1000 pages environ avec nombreux dessins, photographies, héliogravures, cartes en noir et en couleurs.
Abonnement, donnant droit au Service du CR. sommaire des Séances : France 60 fr. — Etranger 70 fr.
Les fascicules, en nombre variable, qui forment le volume annuel, sont adressés aux Membres et aux Abonnés au fur et à mesure de leur apparition.
Les volumes antérieurs à l'année en cours et les tables générales, sont en vente au siège de la Société.
- 3° **Bibliographie des Sciences Géologiques**, publication trimestrielle, paraissant depuis 1923 (Service gratuit aux Membres). *Abonnement* : France 20 fr. — Etranger 25 fr.
- 4° **Réunions extraordinaires**, Comptes Rendus détaillés, extraits du Bulletin, des Excursions faites en groupe par la Société, une fois par an ; prix divers (50 % pour les Membres de la Société).
- 5° **Mémoires: Géologie**, 1833-1910 (En vente par Mémoire).
- 6° **Mémoires: Paléontologie**, 1890-1923 (En vente par Mémoire).
- 7° **Mémoires** *Nouvelle série* (1924), en souscription : France 40 fr. — Etranger 50 fr., en librairie le tome 70 fr.
- 8° **Varia** : D'ARCHIAC, Histoire des Progrès de la Géologie (moins le tome I). Prix : 60 francs.
FONTANNES, 40 brochures ou volumes. Prix divers.
CAMÉRÉ, Carte géologique des environs de Nice, 1877. Prix : 6 fr.
MOLENGRAAFF. Géologie du Transvaal, in-8° raisin, 80 p., 19 fig., 1 planche de coupes, 1 carte en 17 couleurs au 1/1500 000, 1901. Prix : 10 francs. — La carte seule. Prix : 5 francs.
COSSMANN, *Revue Critique de Paléozoologie* 1896-1924 et publications diverses.
Catalogue et prix sur demande.

Adresser toute correspondance :

AU SECRÉTAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, Paris, VI.

TABLE DES MATIÈRES (TOME XXIV, FASCICULE 7-8)

	Pages
E. Joukowsky et J. Favre. — Sur les décrochements de la chaîne du Salève (3 fig.).....	465
J. Jung. — Le Houiller dans les Vosges moyennes (2 fig.).....	476
Etienne Patte. — Contribution à l'étude du Quaternaire dans la vallée de l'Oise (4 fig.).....	483
P. Russo. — Étude paléontologique sommaire de la faune du djebel Grouz (Sahara marocain).....	515
Jacques de Lapparent. — Quelques résultats de l'étude lithologique des brèches calcaires du Crétacé inférieur et des sédiments dolomitiques du Trias vus par la Société géologique lors de sa Réunion extraordinaire de 1923.....	531
M.-E. Denayer. — L'Oudaï oriental et les régions voisines. — Géographie physique, géologie, lithologie, d'après les documents de la mission de délimitation Ouadaï-Darfour [Mission du lieutenant-colonel Grossard, 1922-1923]. (pl. XVI, 4 fig.).....	538
J. Barthoux. — Notes relatives au Gènesé. Transgression de l'Éocène dans l'Isthme de Suez (1 fig.).....	577
Jean Cottreau. — Invertébrés jurassiques de la région de Harar [Abyssinie]. (pl. XVII et XVIII).....	579
Pierre Viennot. — Étude du gisement pétrolifère de Yen-Bay et de ses environs [Tonkin] (pl. XIX, 5 fig.).....	592
J. Lambert. — Considérations sur quelques Echinides du Domérien (2 fig.)....	604
Jacques de Lapparent. — Les calcaires à Globigérines du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène dans les Pyrénées occidentales (pl. XX, 8 fig.).....	615
René Abrard. — Contribution à l'étude des étages Campanien et Maestrichtien aux environs de Royan (1 fig.).....	642
Maurice Cossmann. — Sur quelques Pélécytopes du Jurassique français (pl. XXI-XXII).....	654
F. Canu et R.-S. Bassler. — Contribution à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie (pl. XXIII-XXV).....	672
F. Blondel. — Les terrains cristallins écrasés traversés entre Montluçon et Nérès par la ligne de chemin de fer (en construction) de Montluçon à Gouttières (pl. XXVI, 2 fig.).....	691

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

QUATRIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

FASCICULE 9

Rapport de la Commission de Comptabilité (1923).

Table du Bulletin.

Table analytique du Bulletin et des Comptes rendus sommaires.

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N° 173 72

—
1924

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un des membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* ; ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire, du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin**.

Le service de la **Bibliographie des Sciences géologiques** n'est fait qu'aux membres qui envoient 10 fr. par an pour les frais de port et de manutention.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 100 fr.).

Ils peuvent acheter à la Société : 1° avec une remise de 50 %, les **Comptes rendus** et les **Bulletins** (100 fr. l'année), la **Bibliographie** (30 fr. l'année), les **Mémoires de Géologie** (par mémoire) ; 2° avec une rem. de 20 %, les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume (40 fr., étr. 50) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

À défaut de deux parrains adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 50 francs par an.

Membres à vie : 1.000 francs.

Membres à perpétuité 2.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser *impersonnellement* au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI.

PUBLICATIONS DE M. COSSMANN

<i>Essais de Paléoconchologie comparée</i> (1895-1925), 13 livraisons.....	1500 fr.
<i>Mollusques éocéniques de la Loire-Inférieure.</i> — BULL. SOC. SC. NAT. DE L'OUEST, 3 vol. L'ouvrage complet avec tables, 56 pl.....	200 fr.
1 ^{er} Supplément (1920), 4 pl., phot.....	30 fr.
2 ^e Supplément (1921-1922) 3 pl.....	15 fr.
<i>Observations sur quelques Coquilles crétaciques recueillies en France.</i> — ASSOC. FRANÇ. (1896-1904). 6 articles, 11 pl. et titre.....	40 fr.
<i>Description de quelques Coquilles de la formation Santacruzienne en Patagonie.</i> — JOURN. DE CONCHYL. (1899), 20 p., 2 pl.....	12 fr.
<i>Faune pliocénique de Karikal (Inde française).</i> — 5 articles. JOURN. DE CONCHYL. (1900-1924), 150 p., 16 pl., avec table du 1 ^{er} vol.....	50 fr.
<i>Études sur le Bathonien de l'Indre.</i> — Complet en 3 fasc. BULL. SOC. GÉOL. DE FR. (1899-1907), 70 p., 10 pl., dont 4 inédites dans le BULLETIN.....	40 fr.
<i>Faune éocénique du Cotentin (Mollusques).</i> — En collaboration avec M. G. Pissarro (1900-1905). L'ouvrage complet, 51 pl., avec tables....	250 fr.
<i>Descriptions de quelques Pélécyppodes jurassiques de France</i> (1903-1915). 1 ^{re} série avec tables (n'est publiée qu'en tirage à part seulement)....	50 fr.
Id. 1 ^{er} et 2 ^e art., 2 ^e série, 7 pl. (1921-23).....	20 fr.
<i>Note sur l'Infralias de Provençières-sur-Meuse</i> (1907), 4 pl.....	12 fr.
<i>Note sur le Callovien de Bricon</i> (1907), 3 pl.....	12 fr.
<i>A propos de Cerithium cornucopiæ</i> (1908), 1 pl. in-4 ^o	10 fr.
<i>Études sur le Charmouthien de la Vendée</i> (1907-1916), 8 pl. in-8 ^o	30 fr.
<i>The Moll. of the Ranikot serie.</i> — 1 ^{re} partie (1909), 8 pl. in-4 ^o . Calcutta...	20 fr.
<i>Descriptions de quelques espèces du Bajocien de Nuars</i> (1910), 1 pl.....	8 fr.
<i>Étude compar. des Foss. recueillis dans le Miocène de la Martinique et de l'Isthme de Panama</i> ; 1 ^{er} art., 5 pl., in-8 ^o . JOURN. CONCH., 1913.....	10 fr.
<i>Description de quelques Péléc. bradfordiens et call. de Pougues.</i> Soc. NIÈVRE.....	8 fr.
<i>Règles internationales de nomenclature zoologique</i> , adoptées au Congrès de Monaco (1913) et annotées par M. Cossmann.....	10 fr.
<i>Monog. illustr. des Moll. oligoc. des env. de Rennes</i> (JOURN. CONCH., 4 pl.).	20 fr.
<i>Revue critique de Paléozoologie</i> (1897-1924), l'année.....	50 fr.
» » 1 ^{re} et 2 ^e tables (1897-1916).....	35 fr.
La collection complète et presque épuisée des 28 années.....	2000 fr.

Publications de la Société Géologique de France

28, rue Serpente, Paris, VI.

- 1° **Comptes Rendus** sommaires des Séances, **servis gratuitement, deux fois par mois, à tous les Membres de la Société**, et formant chaque année 1 vol. in-8°. de 250 p. env. *Abonnement* : France 10 fr. Etranger 12 fr.
- 2° **Bulletin** périodique des travaux de la Société, **dont le service est fait gratuitement à tous les membres de la Société**, et formant, depuis l'origine de la Société, un volume annuel in-8° de 1000 pages environ avec nombreux dessins, photographies, héliogravures, cartes en noir et en couleurs.
Abonnement, donnant droit au Service du CR. sommaire des Séances : France 60 fr. — Etranger 70 fr.
Les fascicules, en nombre variable, qui forment le volume annuel, sont adressés aux Membres et aux Abonnés au fur et à mesure de leur apparition.
Les volumes antérieurs à l'année en cours et les tables générales, sont en vente au siège de la Société.
- 3° **Bibliographie des Sciences Géologiques**, publication trimestrielle, paraissant depuis 1923 (Service fait aux Membres qui envoient une somme annuelle de 10 fr.). *Abonnement* : France 20 fr. — Etranger 25 fr.
- 4° **Réunions extraordinaires**, Comptes Rendus détaillés, extraits du Bulletin, des Excursions faites en groupe par la Société, une fois par an ; prix divers (50 % pour les Membres de la Société).
- 5° **Mémoires: Géologie**, 1833-1910 (En vente par Mémoire).
- 6° **Mémoires: Paléontologie**, 1890-1923 (En vente par Mémoire).
- 7° **Mémoires** *Nouvelle série* (1924), en souscription : France 40 fr. — Etranger 50 fr., en librairie le tome 100 fr.
- 8° **Varia** : D'ARCHIAC, Histoire des Progrès de la Géologie (moins le tome I). Prix : 60 francs.
FONTANNES, 40 brochures ou volumes. Prix divers.
CAMÉRÉ, Carte géologique des environs de Nice, 1877. Prix : 6 fr.
MOLENGRAAFF. Géologie du Transvaal, in-8° raisin, 80 p., 19 fig., 1 planche de coupes, 1 carte en 17 couleurs au 1/1500 000, 1901. Prix : 10 francs. — La carte seule. Prix : 5 francs.
COSSMANN, *Revue Critique de Paléozoologie*, 1896-1924, et publications diverses.
Catalogue et prix sur demande.

Adresser toute correspondance :

AU SECRÉTAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

28, rue Serpente, Paris, VI.

MACON, PROTAT FRÈRES, IMP. MCMXXVI. *Le gérant de la Soc. Géologique* : L. MÉMIN.