

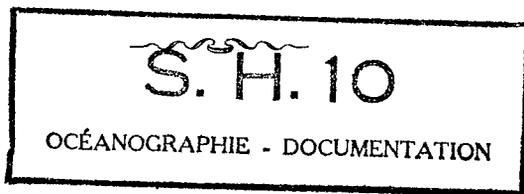
PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES-INDUSTRIELLES DE E. LACROIX

LITHOLOGIE
DES
MERS DE FRANCE
ET DES
MERS PRINCIPALES
DU GLOBE

PAR

M. DELESSE

INGÉNIEUR EN CHEF DES MINES,
PROFESSEUR A L'ÉCOLE DES MINES ET A L'ÉCOLE NORMALE,
MEMBRE DES SOCIÉTÉS GÉOLOGIQUES DE PARIS, DE LONDRES, DE DUBLIN, DU CORNOUAILLES,
DES SOCIÉTÉS PHILOMATIQUE, AMÉRICAINE DE PHILADELPHIE,
DES ACADÉMIES DE TURIN ET DE MUNICH.



PARIS

LIBRAIRIE SCIENTIFIQUE, INDUSTRIELLE ET AGRICOLE

Eugène LACROIX, Imprimeur-Éditeur

Libraire de la Société des Ingénieurs civils de France, de celle des anciens Elèves des Écoles nationales
d'Arts et Métiers, de la Société des Conducteurs
des Ponts et Chaussées, de MM. les Mécaniciens de la Marine nationale, etc., etc.

54, rue des Saints-Pères, 54

IMPRIMERIE A SAINT-NICOLAS-VARANGÉVILLE (MEURTHE)

Monsieur Armand BÉHIC,

Ancien Ministre de l'Agriculture, du Commerce et des Travaux publics

ET

Monsieur le comte de CHASSELOUP-LAUBAT,

Ancien Ministre de la Marine et des Colonies.

Hommage respectueux

DELESSE.

1^{er} Décembre 1871.

PRÉFACE

Je me suis proposé, dans cet ouvrage, de faire une étude lithologique du fond des mers. Limitée d'abord à la France, cette étude a été successivement étendue aux mers du globe qui ont été le mieux explorées. Elle est essentiellement basée sur les résultats d'une multitude de sondages exécutés par les marins et par les ingénieurs hydrographes de tous les pays. Pour les côtes de France, en particulier, elle s'appuie en outre sur l'examen d'une nombreuse collection de dépôts marins.

Réunir cette collection, présentait d'assez grandes difficultés ; car le travail que j'entreprenais, dû à ma seule initiative, n'avait pas tout d'abord l'avantage d'être exécuté sous les auspices de l'Administration. Il fallait d'ailleurs renoncer à faire moi-même toute cette collection, et je devais me borner à explorer personnellement les points principaux de notre littoral. Mais des savants, des marins, des ingénieurs hydrographes et surtout des ingénieurs des ponts et chaussées, me sont venus en aide ; en sorte que, grâce à leur concours empressé, j'ai pu former une collection représentant d'une manière complète l'ensemble des dépôts de nos côtes.

Parmi les personnes qui ont bien voulu faire recueillir, sur mes indications, des séries méthodiques de dépôts marins, je citerai spécialement MM. les ingénieurs Pascal, Aurès, Régy, Delestrac, Lonclas, Moffre, Tastu, Daguinet, Forestier, Leferme, de Carcarnadec, Rougeul, La Rivière, Deslande, Beaulieu, Faliès, Conrad, Van den Santheuvelt ; MM. les ingénieurs hydrographes de La Roche-Poncié, Bouquet de la Grye et Delbalat ; M. le capitaine de frégate Jouan ; M. Raulin, professeur de géologie à la Faculté des sciences de Bordeaux ; MM. Dewalque, Van Binkhorst, A. Moreau, Demarle et Lonquety.

Les riches collections de cartes qui se trouvent à la Biblio-

thèque impériale et au 'Dépôt de la marine ont été mises avec empressement à ma disposition par M. E. Cortambert et par M. l'amiral Pâris.

Dans les nombreuses recherches, auxquelles il a fallu me livrer pendant une dizaine d'années, pour parvenir à résumer les cartes hydrographiques des principales mers, j'ai été secondé avec zèle par M. Godefroy, garde-mines, et par M. Babinski, chargé plus spécialement d'exécuter, sous ma direction, les dessins des cartes.

Autant que possible, j'ai cherché à me tenir au courant des travaux qui s'occupent des dépôts marins, de l'étude du fond des mers et de la physique du globe : ces travaux seront mentionnés d'une manière spéciale lorsqu'ils auront été utilisés dans mes recherches ; il me suffira d'indiquer, quant à présent, que les traités de géologie de M. Elie de Beaumont et de M. James Dwight Dana, ainsi que les ouvrages du capitaine Maury, m'ont plus particulièrement servi de guide.

Comme cet ouvrage devait être accompagné de cartes d'une exécution difficile, sa publication exigeait d'assez grandes dépenses ; mais les Administrations supérieures des Travaux publics et de la Marine, prenant en considération l'intérêt qu'il pouvait offrir aux ingénieurs et aux marins, ont consenti à supporter une partie de ces dépenses.

Je prie M. de Franqueville, Directeur général des ponts et chaussées et des chemins de fer, ainsi que M. de Moustier, chef de la division de la navigation au Ministère des Travaux Publics, de recevoir mes remerciements sincères pour l'appui bienveillant qu'ils m'ont accordé dans cette circonstance.

Qu'il me soit permis également de témoigner toute ma reconnaissance à M. ARMAND BÉHIC, Ministre de l'agriculture et à M. le comte DE CHASSELOUP-LAUBAT, Ministre de la marine, pour l'encouragement qu'ils ont bien voulu donner à des recherches laborieuses et très-déliçates, dont la publication sera, je l'espère, de quelque utilité pour la science.

Paris, 2 octobre 1866.

DELESSE.

LITHOLOGIE DU FOND DES MERS



But et cadre de l'ouvrage.

Le fond des mers reçoit sans cesse des dépôts dont il serait très-intéressant de connaître la répartition et la composition minéralogique, car ils constituent essentiellement le terrain de l'époque actuelle. Mais ces dépôts se distribuent d'une manière très-inégale, et manquent même complètement dans certaines parties. S'accumulant surtout dans les bassins et dans les dépressions sous-marines, ils deviennent rudimentaires ou bien même disparaissent entièrement sur les parois qui sont fortement inclinées et sur celles qui sont balayées par des courants énergiques. L'étude du fond des mers est donc très-complexe et présente beaucoup de difficultés ; elle n'est pas impossible cependant, et cet ouvrage résume les recherches que j'ai entreprises dans une voie qui jusqu'à présent était presque inexplorée.

Les cartes hydrographiques dressées par les marins et par les ingénieurs hydrographes de tous les pays m'ont servi de base. On sait qu'elles font connaître la profondeur de la mer et la nature du fond ; souvent aussi elles donnent la direction des vents et des courants qui exercent une grande influence sur les dépôts marins. D'un autre côté, ces dépôts sont en partie formés de débris provenant

des falaises, des parois de la mer et en outre des roches émergées se trouvant dans les bassins hydrographiques auxquels ils appartiennent ; dès lors il est utile d'examiner aussi sur les cartes géologiques quelles sont les roches constituant les divers bassins, afin de les comparer avec celles qui ont été rencontrées par la sonde au fond de la mer. Que ces roches sous-marines soient la continuation de celles qui sont émergées ou bien qu'elles résultent au contraire de leur destruction, l'on conçoit, en effet, qu'elles participeront toujours plus ou moins à leurs caractères minéralogiques et qu'elles auront avec elles un certain air de parenté.

Pour les mers de France, j'ai d'ailleurs étudié avec détail quelle était la composition minéralogique des dépôts pris sur le rivage et même au large.

Sur les cartes hydrographiques, la nature du fond de la mer est inscrite à côté des sondages ; mais leur nombre, qui est très-grand, tend à introduire une certaine confusion. Il m'a paru, d'après cela, qu'il était préférable de chercher à réunir et à délimiter les fonds qui présentent le même caractère. En outre, afin de les mieux distinguer, une couleur spéciale a été attribuée à chacun d'eux. De cette manière, il devient facile d'apprécier immédiatement leurs rapports d'ensemble, soit entre eux, soit avec les roches émergées et de voir comment ils sont repartis sous la mer.

Cette méthode a été appliquée aux mers qui ont été explorées par un nombre suffisant de sondages, et elle m'a permis de dresser des *cartes marines lithologiques*.

Bien qu'ayant beaucoup d'analogie avec les cartes géologiques, elles diffèrent de ces dernières en ce que les couleurs indiquent, non pas l'âge, mais seulement le caractère minéralogique des roches sous-marines.

Dans cet ouvrage, je m'attacherai à traiter les questions d'une manière générale, en donnant toutefois des détails spéciaux sur la France ; car nos côtes sont bien connues par de nombreux sondages ; de plus, il m'a été possible d'y faire des explorations personnelles et de réunir une collection assez complète de nos dépôts marins.

Le cadre de l'ouvrage comprendra les cinq parties suivantes :

I. PRÉLIMINAIRES.

Méthode suivie pour étudier les dépôts.

Orographie de la France et de ses côtes sous-marines.

II. AGENTS PRINCIPAUX DES DÉPÔTS MARINS.

Agents organiques.

Agents inorganiques	} extérieurs	} Atmosphère. Eaux douces et saumâtres. Mer.

III. DÉPÔTS MARINS DES CÔTES DE FRANCE.

Dépôts littoraux et dépôts sous-marins.

Répartition des mollusques.

IV. LITHOLOGIE DES MERS PRINCIPALES DU GLOBE.

France. — Ancien monde. — Nouveau monde.

V. FRANCE AUX DIFFÉRENTES ÉPOQUES GÉOLOGIQUES.

Dépôts des mers anciennes de la France.

Déformations subies par ces dépôts.

PREMIÈRE PARTIE

PRÉLIMINAIRES

CHAPITRE I.

Méthode suivie pour étudier les dépôts.

Pour déterminer la composition minéralogique des dépôts lacustres ou marins qui avaient été recueillis, j'ai employé la méthode d'analyse déjà suivie dans mes études antérieures sur les roches et sur le métamorphisme.

Lorsque le dépôt est formé de débris grossiers ou atteignant de grandes dimensions, il suffit de l'examiner pour en reconnaître immédiatement la nature ; mais il n'en est plus de même lorsqu'il est à l'état de sable fin ou de vase. La loupe et le microscope deviennent alors nécessaires. De plus, comme le dépôt est très-souvent mélangé de fragments de mollusques présentant des couleurs variées, on a eu soin de les séparer en le traitant d'abord par un acide. C'est l'acide chlorhydrique qui a été employé. Du reste, après cette attaque, l'on reconnaît beaucoup plus facilement les différentes roches : le silex, par exemple, prend une teinte légèrement opaline qui permet de le distinguer plus aisément du quartz ; la glauconie acquiert une belle couleur verte ; le quartz lui même se débarrasse de l'oxyde de

fer qui le dissimule sous une teinte jaune ou rouge ; tous les minéraux, en un mot, sont plus ou moins décapés.

Le dosage de l'acide carbonique contenu dans le dépôt marin a été fait avec l'appareil de Will et d'après la méthode ordinaire. La quantité sur laquelle on opérait était d'autant plus grande que le grain du dépôt était lui-même plus gros. Quelques grammes suffisaient pour le sable fin ou pour la marne.

Indépendamment du carbonate de chaux, le dépôt marin contient souvent du carbonate de magnésie et des traces de carbonate de fer. Pour décomposer ces carbonates, aussi bien que pour dégager complètement l'acide carbonique de l'appareil, on avait soin de le chauffer. Le résidu de l'attaque par l'acide chlorhydrique était ensuite jeté sur le filtre, lavé, desséché et pesé.

Lorsque l'échantillon renferme seulement du carbonate de chaux, on obtient ce dernier en multipliant l'acide carbonique par 2,27. Mais quand il y a des carbonates de magnésie et de fer, le résultat calculé de cette manière cesse d'être exact ; toutefois, il s'éloigne peu de la vérité, surtout si ces deux carbonates sont en faible proportion. Comme, d'ailleurs, la composition du dépôt sur un même point varie souvent d'une quantité qui est supérieure à l'erreur commise, on peut sans inconvénient calculer les carbonates d'après la méthode qui vient d'être indiquée.

Sur la carte de France qui résume les résultats obtenus, j'ai du reste inscrit le carbonate de chaux correspondant à l'acide carbonique de chaque dépôt marin soumis à l'essai. Ce carbonate est marqué en centièmes et à la place où l'échantillon a été recueilli.

Quant au carbonate de chaux calculé, l'on ajoute le résidu de l'attaque, la somme trouvée reste toujours inférieure à 100 ; il faut l'attribuer à la perte de l'essai, à la disparition des sels solubles et à ce que l'oxyde de fer, l'alumine, les différentes bases, ainsi que la silice, sont dissous par l'acide ; car la partie argileuse du dépôt est souvent attaquée, même lorsqu'on emploie de l'acide faible. C'est particulièrement ce qui a lieu s'il contient du feldspath décomposé.

Le dépôt marin, surtout lorsqu'il est littoral, contient très-fréquem-

ment un peu de fer oxydulé ; de plus, ce minéral peut devenir très-abondant, comme sur certaines côtes granitiques des Maures et de la Bretagne. Quand bien même le fer oxydulé se trouve en quantité très-minime, il est du reste facile de constater sa présence avec un aimant en fer à cheval. En outre, j'ai cherché à déterminer sa proportion : on opère, pour cela, sur un poids donné de la substance, dans laquelle on promène l'aimant jusqu'à ce qu'il ne retire plus rien, et on pèse ensuite ce qui a été enlevé.

Ce procédé ne donne pas des résultats parfaitement exacts, parce que, d'une part, on enlève, indépendamment du fer oxydulé, les gangues qui lui sont adhérentes, tandis que, d'autre part, il est très-difficile de le séparer complètement, même en prolongeant beaucoup l'opération ; comme la première cause d'erreur augmente le fer oxydulé, tandis que la seconde a, au contraire, pour effet de le diminuer, on conçoit qu'elles tendent l'une et l'autre à se compenser.

Avec l'aimant, il est aisé, du reste, de déterminer la proportion de fer oxydulé d'un dépôt, quand bien même il n'y en aurait que des dix-millièmes.

Matières solubles contenues dans les dépôts marins. — Les dépôts marins et tous ceux qui sont en contact avec les eaux saumâtres contiennent, comme nous l'avons dit, diverses matières solubles ; mais il est nécessaire d'en indiquer la proportion par quelques exemples, car dans les essais qui seront rapportés plus loin, ces matières devaient se dissoudre complètement dans l'acide et par suite donner lieu à une perte.

Les matières solubles qui se trouvent dans les dépôts marins sont d'abord les sels de l'eau de mer ; ils sont retenus avec force et il faut avoir recours à l'ébullition pour parvenir à les enlever. On sait d'ailleurs que les laisses de mer conservent leur salure très-longtemps, et dans les pays chauds, c'est même le principal obstacle à leur mise en culture.

Indépendamment des sels, il y a encore d'autres matières que l'eau pure dissout dans les dépôts marins : ce sont les matières organiques fournies par les débris d'animaux ou de végétaux.

Voici les résultats que j'ai obtenus pour quelques dépôts formés actuellement au bord de la mer :

Graviers quartzeux du bourg d'Ault.	0,54
Sable quartzeux de Dieppe.	1,04
Gravier avec débris de silex, de Fécamp.	1,20
Sable fin quartzeux avec un peu de calcaire et de glauconie, du Havre.	1,25
Sable fin quartzeux et glauconieux, de Dunkerque.	1,35
Sable très-vaseux vert grisâtre, de Honfleur.	2,60

On voit que les dépôts marins retiennent une proportion notable des matières solubles dans l'eau. Il y en a d'autant plus que les dépôts sont à grain plus fin et qu'ils sont plus poreux. C'est lorsqu'ils sont argileux que la proportion devient la plus grande.

Du reste, l'argile a beaucoup de tendance à s'emparer des matières salines ou organiques, et elle doit naturellement absorber celles qu'elle rencontre dans l'eau de la mer.

Sur les bords des étangs marins du Midi de la France, la salure est quelquefois très-grande, et d'après M. l'ingénieur Duponchel, elle peut dépasser 4 pour 100. Cela tient à ce que la capillarité et l'évaporation concentrent alors le sel sur les bords de ces étangs.

Ajoutons enfin que les dépôts marins, particulièrement lorsqu'ils sont à grain fin, retiennent assez de sel pour qu'il soit avantageux de l'extraire par le lessivage ; c'est ce qui se fait en Bretagne, dans la Manche et sur divers points de nos côtes.

Triage. — Les dépôts sédimentaires sont de leur nature assez variables et n'ont pas une composition définie, il n'y avait donc aucune nécessité à en faire une analyse complète et élémentaire ; toutefois il était important de définir avec soin leur composition minéralogique. Dans ce but, j'ai eu recours à une méthode très-simple, le triage.

Prenant un certain poids de l'échantillon à étudier, je déterminais successivement les poids des minéraux et des substances qu'il était possible d'y séparer. Le poids primitif doit naturellement être d'autant plus grand que le grain de l'échantillon est plus gros. L'opération marche facilement lorsque le grain est de quelques millimètres et elle donne des résultats précis. Lorsque le grain est fin, elle

présente, il est vrai, beaucoup plus de difficultés ; mais en ayant recours à la loupe et au microscope et en décapant avec un acide les débris sableux, on parvient encore à faire le triage.

Cette méthode donne des résultats bien préférables à ceux de l'analyse immédiate ; car au lieu de faire connaître simplement la silice, qui est presque toujours si abondante dans les dépôts, particulièrement dans ceux du rivage, elle permet de séparer le quartz hyalin, le quartz coloré, le silex. De même, dans le carbonate de chaux, on pourra distinguer celui qui est sécrété par les mollusques de l'époque actuelle de celui qui provient de roches calcaires.

Il est d'ailleurs facile de comprendre que le carbonate de chaux, calculé d'après l'acide carbonique, peut très-bien ne pas concorder avec celui qui a été déterminé par le triage ; car ce dernier est souvent siliceux ou argileux, en sorte qu'on aura un nombre plus élevé représentant la proportion du calcaire à l'état naturel.

Les indications précédentes suffisent pour montrer que le triage permet de faire très-simplement l'analyse d'un dépôt marin dont le grain atteint une certaine grosseur ; il permet de classer méthodiquement, et d'après leur origine, les minéraux, les roches et les débris organisés qui le composent. Du reste, avec un peu d'habitude, ce procédé peut être employé même pour des sables fins, et M. H.-C. Sorby a déjà signalé les avantages qu'il présente dans les recherches microscopiques.

Tamissage. — Pour un certain nombre d'échantillons, on a déterminé la partie qui restait sur un tamis dont les mailles présentaient des carrés ayant une diagonale de 1 millimètre. Les résultats obtenus sont inscrits dans le tableau général qui accompagne cet ouvrage et donne la description spéciale des échantillons.

Lévigation. — Le dépôt marin des côtes est généralement du sable ou du gravier, dont le grain est plus ou moins gros ; souvent même il passe au galet lorsque ces côtes sont abruptes et baignées par une mer agitée. Au contraire, dans les golfes, dans le fond des baies, dans les ports, vers l'embouchure des rivières et aussi par les grandes profon-

deurs, en un mot, dans toutes les parties de la côte et de la haute mer, où le mouvement des eaux se ralentit, on voit le grain diminuer. Fréquemment, il devient microscopique et alors le dépôt passe à la vase.

Sur un même point de la côte, le grain est ordinairement assez égal, parce que la mer entraîne au large les parcelles microscopiques, à mesure qu'elles se forment par l'usure et par le frottement mutuel des débris. Cependant, il n'en est pas toujours de même, et dans un dépôt marin, la vase se trouve souvent mélangée de coquilles ainsi que de graviers et de fragments de roches. Le fait est facile à constater, soit à l'embouchure de certaines rivières, soit même dans la haute mer.

Lorsque le dépôt vaseux renfermait des débris, il était utile d'en rechercher la proportion et la nature; c'est ce qui avait lieu facilement par une simple lévigation. On opérât alors sur un poids déterminé de la substance desséchée et on séparait par des lavages répétés toutes les parcelles argileuses ou marneuses; ensuite on pesait le résidu qui se composait de sable, de gravier ou de débris de coquilles.

Quand un dépôt vaseux a été soumis à la lévigation, les résultats obtenus sont consignés dans le tableau général des essais qu'on trouvera dans l'appendice de l'ouvrage.

C'est principalement dans le voisinage des côtes argileuses ou pouvant fournir de l'argile par leur décomposition que le dépôt devient vaseux. Il s'observe, par exemple, au fond des golfes qui découpent la côte de la Bretagne. Mais il y en a aussi près des côtes qui ne sont pas argileuses et surtout dans les régions calmes et profondes de la haute mer.

La proportion de carbonate de chaux contenue dans la partie du dépôt marin qui est délayée par l'eau est très-différente de celle qu'on trouve dans le résidu de la lévigation; tantôt elle est plus grande, tantôt, au contraire, elle est plus petite. Les mêmes résultats s'obtiennent pour la terre végétale des environs de Paris; j'ai même constaté que l'argile enveloppant des grains calcaires, ne fait pas toujours effervescence.

Abondance du quartz dans le résidu de la lévigation. — Lorsqu'on examine le résidu de la lévigation des dépôts marins, on est particulièrement frappé, non-seulement de la fréquence, mais encore de la grande abondance de la silice et surtout du quartz.

La même remarque s'applique du reste à la plupart des dépôts, qu'ils appartiennent à l'époque actuelle ou bien à des époques antérieures ; elle s'applique en particulier à la terre végétale. En effet, en soumettant à la lévigation un grand nombre de terres végétales provenant des diverses régions de la France, j'ai constaté qu'elles donnent presque toujours du quartz qui, le plus souvent même, est en proportion très-notable. C'est même ce qui a lieu quand elles sont superposées à des roches calcaires.

Cette abondance du quartz dans les produits résultant de la destruction des roches par l'eau et par l'atmosphère, peut s'expliquer facilement. Car les sables, les grès, les quartzites, les poudingues en fournissent nécessairement beaucoup. Il y en a généralement dans les argiles et dans les marnes. Les calcaires en contiennent également, lors même qu'ils paraissent très-purs et exclusivement composés de carbonate de chaux ; de même que la craie, ils peuvent d'ailleurs renfermer du silex. Le quartz est en outre le principal résidu de la trituration des roches granitiques. Ainsi, le quartz existe dans la plupart des roches sédimentaires ou éruptives ; et sa dureté étant très-grande, il devient naturellement le produit ultime et le plus habituel de leur destruction.

Dans les études qui vont suivre, nous aurons souvent à constater que le quartz tend à dominer dans les dépôts marins littoraux, surtout dans ceux de l'Océan. Il est d'autant plus abondant que les eaux sont plus agitées ; parce que les autres minéraux se détruisent plus rapidement par la trituration et sont bientôt entraînés par la mer à l'état de vase.

Enfin, lorsque la mer déposera du sable quartzueux au pied des falaises calcaires ou argileuses, il n'en faudra pas conclure nécessairement qu'il ait été transporté d'une grande distance par des courants ; d'après ce que nous venons de voir, au contraire, il pourra provenir de la destruction de ces falaises elles-mêmes.

Origine complexe des parties qui composent les dépôts. — Tous les dépôts sédimentaires présentent une origine assez complexe. Parmi les éléments qui les composent, les uns sont précipités chimiquement, tandis que les autres sont, au contraire, transportés ; mais pour un même dépôt, ces éléments varient eux-mêmes avec les conditions spéciales des agents qui lui donnent naissance.

Si l'on considère, par exemple, le dépôt littoral qui se forme dans l'Océan, au niveau de la marée basse, son grain reste généralement assez constant sur une grande étendue. Sa grosseur dépend, en effet, de l'état d'agitation de la mer sur cette côte et d'autres circonstances locales ; tant que ces circonstances restent les mêmes, il ne saurait changer.

Observons cependant que les agents qui concourent à former un dépôt littoral sont la mer elle-même, ses marées, ses courants, les tempêtes, et les vents qui l'agitent, et d'un autre côté, les fleuves qui s'y déversent, ainsi que l'atmosphère qui dégradesans cesse ses côtes. Comme ces agents sont de leur nature éminemment variables, il n'est pas étonnant que le grain du dépôt littoral soit quelquefois très-inégal sur un même point.

On conçoit sans peine que les grandes marées des syzygies transporteront des débris plus gros que les marées ordinaires.

Les crues d'un torrent voisin et la destruction de la côte par la mer mélangeront aussi au dépôt littoral des débris de grandes dimensions.

C'est surtout au niveau de la marée haute que le dépôt se montrera plus irrégulier, car les débris fournis par la partie émergée de la côte y deviendront plus abondants.

Dans la Méditerranée, qui n'est presque pas soumise aux marées, le dépôt littoral présente également des inégalités lorsque la côte devient abrupte et montagneuse.

Chaque grain d'un dépôt marin a pour ainsi dire une histoire particulière qui est généralement complexe et assez difficile à reconstituer ; cependant, en étudiant avec soin certaines données, ses caractères minéralogiques, sa forme, sa grosseur, il est possible de reconnaître s'il vient de la côte ou de la mer et de retrouver le terrain auquel il a été emprunté.

On parvient en un mot à remonter vers son origine et même à préciser les conditions spéciales dans lesquelles il a été amené au point où il s'observe.

CHAPITRE II.

Orographie de la France et de ses côtes sous-marines.

Les dépôts qui se forment sur les côtes de France dépendent surtout de leur constitution géologique, de l'agitation des eaux qui les baignent et de la quantité des mollusques qui les peuplent, mais ils sont aussi en relation avec les bassins hydrographiques et avec l'orographie du sol émergé ou submergé, en sorte qu'il convient d'abord de l'étudier.

La carte de France qui accompagne cet ouvrage donne les traits principaux de cette orographie (*voir carte n° 1*). Son échelle est le 2,000,000°. Le relief y est figuré par des courbes horizontales distantes de 100 mètres jusqu'à l'altitude de 400 mètres. Au delà, les courbes sont elles-mêmes espacées de 400 mètres ; car les accidents de terrain devenant plus nombreux, la petite échelle de la carte n'aurait guère permis de les rapprocher davantage. Les courbes horizontales sont d'ailleurs continuées sous la mer, de manière à en représenter le fond et à donner le relief des côtes sous-marines de la France.

Comme il n'est pas nécessaire, pour le but que je me propose, d'entrer dans des détails sur l'orographie de la France, il me suffira de renvoyer aux descriptions qui en ont déjà été publiées, notamment par MM. Élie de Beaumont et Dufrenoy, dans l'explication de la carte géologique, par M. Jules Duval, ainsi que par M. V. Duruy dans son introduction à l'histoire de France.

Lorsqu'on la considère dans son ensemble, l'orographie de la France est surtout caractérisée par un dôme montagneux dans le Sud (Plateau central ou de l'Auvergne) et par une dépression dans le Nord (Bassin parisien).

Les parties les plus élevées appartiennent aux Alpes, aux Pyrénées

nées, aux Cévennes, au Jura, aux Ardennes, aux Vosges, aux montagnes de la Bretagne et du Bocage normand.

Les parties les plus basses sont les côtes baignées par l'Océan, le bassin parisien, les plaines de la Flandre et en général le fond des vallées dans lesquelles coulent nos grands fleuves.

Le tracé des rivières et la délimitation de leurs bassins hydrographiques facilitent beaucoup l'intelligence du relief.

Lorsqu'un cours d'eau se rend directement à la mer, il appartient à un bassin hydrographique spécial ; mais en considérant seulement les principaux, on peut diviser la France en 21 bassins hydrographiques.

Les uns versent leurs eaux au Sud et dans la Méditerranée (Rhône). Les autres les versent à l'Ouest dans l'Océan (Garonne et Loire), au Nord-Ouest dans la Manche (Seine), au Nord dans la mer du Nord (Escaut, Meuse, Rhin).

Le plus généralement, les bassins hydrographiques sont en communication immédiate avec la mer dans laquelle ils apportent directement leurs eaux. Cependant il peut arriver aussi que ces eaux se perdent par évaporation et surtout par infiltration souterraine. C'est ce qu'on observe assez souvent dans les régions calcaires, et comme exemple de bassins isolés existant en France, citons le lac de Joux, vers les limites du Rhône et du Rhin.

Si l'on jette un coup d'œil sur la carte, on voit très-bien de quelle manière s'opère le drainage des eaux superficielles sur toute l'étendue de la France. Comme une rivière entraîne seulement à la mer des roches qui proviennent de son bassin hydrographique, il est d'ailleurs facile, au moyen de la carte géologique de MM. Élie de Beaumont et Dufrenoy, d'apprécier quels débris elle devra transporter sur nos côtes. Leur nature minéralogique dépendra de la constitution géologique de chaque bassin, par suite elle pourra varier beaucoup lorsqu'on passera d'un bassin à un autre.

Remarquons encore qu'un fleuve occupant un vaste bassin hydrographique, tend à réunir et à concentrer tous les débris qui en proviennent sur un point spécial des côtes, lequel est précisément son embouchure ; c'est ce qui a lieu pour la Loire, pour la Seine et pour

la Garonne. Mais quand le fleuve forme un delta, comme le Rhône ou le Rhin, ses embouchures deviennent multiples et elles répartissent les débris d'un même bassin sur une plus grande longueur de côtes.

L'orographie sous-marine de la France est représentée, de même que son orographie superficielle, par des courbes horizontales qui ont été tracées d'après les cartes des ingénieurs hydrographes.

Sans entrer, quant à présent, dans des détails spéciaux sur le relief sous-marin, observons qu'une côte montagneuse est généralement baignée par une mer profonde. C'est bien visible dans la Méditerranée, particulièrement au pied des Pyrénées et des Alpes. La sonde y rencontre des roches qui sont la continuation de ces chaînes de montagnes au-dessous de la mer.

A une côte plate, correspond au contraire une mer peu profonde ; telle est celle qui baigne les Landes ; telle est encore la Manche et surtout la mer du Nord.

Le long des côtes de France, dans l'Océan, la mer est beaucoup moins profonde que dans la Méditerranée. Nos côtes sous-marines dans l'Océan présentent de plus une terrasse qui est très-bien caractérisée.

Dans le sud du golfe de Gascogne et au nord de l'Espagne, cette terrasse est peu étendue ; mais elle s'élargit successivement en regard des Landes, de la Saintonge et de la Bretagne. Elle reproduit sous la mer les contours du rivage duquel elle s'éloigne cependant à mesure qu'on remonte vers le Nord ; en outre, elle se prolonge en un vaste promontoire qui réunit le Finistère et le Cornouailles.

Les profondeurs y sont moindres que 200 mètres ; mais au delà elles augmentent très-rapidement et elles peuvent même atteindre plusieurs kilomètres.

Bref, cette terrasse forme un socle qui supporte la France ainsi que les Iles Britanniques ; elle présente une chute brusque et des parois fortement inclinées ; à ses pieds s'étend, d'ailleurs, un immense bassin dont les contours sont à peu près parallèles au grand golfe compris entre l'Ouest de la France et le Nord de l'Espagne.

Lorsque les débris provenant de différents bassins hydrographi-

ques sont déversés dans une même mer, ils tendent visiblement à se réunir. Cependant ce ne sera pas toujours facile ni même possible, au moins près du rivage ; car le prolongement sous-marin d'un cap proéminent comme le cap Finistère, doit naturellement faire obstacle au mélange des débris entraînés par les cours d'eau qui se déversent d'une part dans la Manche et d'autre part dans l'Océan. En général, le mélange de débris fournis par divers bassins émergés aura lieu d'autant plus aisément que les bassins sous-marins suivant lesquels ils se prolongent, seront séparés par une ligne de faite moins saillante ; c'est surtout à partir de la réunion de ces bassins sous-marins que le mélange pourra devenir complet.

Notre but, dans ce préambule, était seulement d'appeler l'attention sur l'orographie générale de la France, mais plusieurs des sujets qui viennent d'être indiqués seront étudiés spécialement dans la description détaillée qui sera faite des dépôts marins de nos côtes.

DEUXIÈME PARTIE

AGENTS DES DÉPÔTS MARINS

Les dépôts marins peuvent avoir une origine organique ou inorganique. Ils contiennent, en effet, des débris provenant de végétaux et d'animaux ; d'un autre côté, ils sont surtout composés de substances minérales fournies par la dégradation du sol émergé et du sol immergé. Quelquefois encore, ces substances proviennent de l'intérieur de la terre, d'où elles sont rejetées soit à l'état solide, soit à l'état liquide. Quant aux dépôts eux-mêmes, ils s'opèrent tantôt mécaniquement et tantôt chimiquement.

Les agents principaux qui contribuent à former les dépôts marins sont par conséquent les êtres organisés, l'atmosphère, les rivières et surtout la mer ; de plus, les éruptions et les infiltrations sous-marines y contribuent également dans certaines limites.

D'après cela, nous distinguerons : 1^o les *agents organiques* ; 2^o les *agents inorganiques*.

AGENTS ORGANIQUES.

Si l'on considère d'abord les êtres organisés, ils jouent un rôle très-important dans la formation des dépôts marins.

Car les mollusques et les végétaux marins qui se développent dans les mers y sont extrêmement abondants, en sorte qu'ils y accumulent une énorme quantité de débris. D'ailleurs, les mollusques

ne laissent pas seulement leurs dépouilles dans les mers, ils en dégradent encore lentement les parois. Les observations de Caillaud ont bien fait voir que les phollades et les oursins peuvent user et perforer les roches les plus dures; les roches granitiques cèdent à leur action aussi bien que les roches calcaires.

Dans d'autres circonstances, au lieu de détruire les parois des mers, les mollusques en élèvent au contraire de nouvelles; c'est ce qui a lieu pour les polypiers qui sécrètent des récifs calcaires. C'est également ce qui a lieu pour les huîtres, pour les serpules et en général pour les mollusques qui vivent adhérents sur le fond.

Maintenant, dans la mer, les végétaux exercent aussi une dégradation lente sur les parois. Ils doivent surtout corroder profondément les roches calcaires, comme on l'a bien constaté dans les lacs de la Suisse. A la longue, les végétaux lacustres ou marins produisent, en un mot, des effets de destruction analogues à ceux des végétaux terrestres.

Sous les eaux, comme dans l'atmosphère, les êtres organisés contribuent donc à la formation des dépôts, soit indirectement, en détruisant lentement les roches, soit directement, en accumulant leurs propres débris.

Si l'on considère spécialement les mollusques, qui ont de beaucoup la plus grande importance, leur répartition dans le fond des mers dépend de l'orographie, de la nature du fond, de la profondeur, de la température, des courants et de circonstances très-variées; elle est en relation intime avec la composition minéralogique des côtes qui influe sur celle des dépôts eux-mêmes, en sorte qu'il est préférable de reporter l'étude des mollusques après celle des dépôts marins. D'après cela, nous commencerons par nous occuper des agents inorganiques, parmi lesquels nous distinguerons ceux qui sont extérieurs, comme l'*atmosphère*, les *rivières* et la *mer*, ceux qui sont intérieurs, comme les *infiltrations*, les *éruptions*, les *dislocations*.

Bien qu'indiquant d'une manière générale les effets complexes qui sont produits par chacun de ces agents, nous chercherons d'ailleurs à mettre surtout en relief les particularités relatives à la France.

CHAPITRE III

AGENTS INORGANIQUES

AGENTS EXTÉRIEURS

I. — ATMOSPÈRE.

L'atmosphère ne joue qu'un rôle secondaire et indirect dans la formation des dépôts marins. Remarquons cependant qu'elle tient en suspension des poussières ténues qui vont tomber à la surface de la mer et qui tendent par suite à augmenter ses dépôts; toutefois, c'est seulement dans une proportion extrêmement minime.

Si les apports directs de l'atmosphère sont presque négligeables, il importe au contraire de tenir grandement compte de la destruction qu'elle opère à la longue sur les roches. Cette destruction est produite d'abord par les êtres organisés, notamment par les lichens et les végétaux parasites.

D'un autre côté, elle est produite par l'eau, l'oxygène et l'acide carbonique de l'air, ainsi que par les alternatives de froid et de chaud, d'humidité et de sécheresse.

Elle est produite plus particulièrement par la pluie et par la neige qui engendrent les eaux courantes, lesquelles déterminent le creusement des vallées d'érosion.

L'ablation opérée par l'atmosphère est très-variable et dépend de la nature des roches qui constituent le sol. Ainsi, les grès, les calcaires compactes, les roches granitiques restent habituellement en saillie; tandis que les argiles, les marnes, les schistes, les sables, la craie, sont au contraire facilement entraînés ou délayés, ce qui donne lieu à des dépressions.

La grande influence des roches sur le relief s'observe bien dans plusieurs régions de la France, non-seulement dans les plaines, comme le bassin parisien, mais surtout dans les régions montagneuses, comme la Bretagne, les Pyrénées, les Alpes.

Quand les roches forment des falaises à pic, elles sont plus fortement exposées aux attaques de l'atmosphère ; car elles s'éboulent à mesure par l'action de la pesanteur et tombent directement dans la mer dont elles contribuent à augmenter les dépôts.

Toutes les roches sont du reste plus ou moins dégradées par l'atmosphère, qui les désagrège, les dissout et finalement les décompose ; et alors leurs débris sont entraînés peu à peu par les eaux courantes, qui serpentent à la surface du sol ; de plus, ces débris résistent d'autant moins qu'ils sont plus petits et que les eaux sont animées d'une vitesse plus grande : en définitive, ils se rendent dans les rivières ou dans les fleuves qui les transportent à la mer.

Si l'on remonte à des époques antérieures à l'époque actuelle, il est d'ailleurs facile de constater que l'atmosphère a opéré autrefois des ablations puissantes à la surface du sol. Ces ablations sont accusées par l'accumulation sur place de débris, provenant des roches sous-jacentes ; elles s'observent particulièrement sur la craie, sur l'oolite jurassique et en général sur les roches calcaires. En outre, des masses prodigieuses de déblais ont été entraînées par les eaux courantes, et attestent l'énergie des phénomènes d'érosion.

C'est encore l'atmosphère qui, par l'intermédiaire des vents, déplace les sables du littoral et produit les dunes. Comme ce phénomène s'observe sur une grande échelle sur les côtes de France, il convient de nous en occuper spécialement ; mais son étude doit naturellement être précédée de celle des vents eux-mêmes.

A. — VENTS.

Les vents exercent la plus grande influence sur la formation des dépôts, car ils engendrent les dunes sur les côtes et, d'un autre côté, par le mouvement qu'ils impriment aux eaux de la mer, ils transportent aussi les débris qui s'y trouvent en suspension. L'étude des vents se relie donc d'une manière intime à celle des dépôts marins, et d'après le but que nous nous sommes proposé, il importe de connaître particulièrement ceux qui soufflent sur les côtes de France.

Bien que très-variables, les vents sont toujours produits par une rupture d'équilibre dans l'état de l'atmosphère qui est occasionnée par des différences de température entre des régions voisines.

Si deux régions sont inégalement chauffées, il naît dans les couches supérieures un vent allant de la région chaude à la région froide, tandis qu'à la surface du sol il se produit un courant contraire.

La circulation générale de l'atmosphère est déterminée par l'échauffement de l'air dans les régions équatoriales ; mais elle est assez complexe. Elle subit, en effet, l'influence qu'exerce la rotation de la terre ; elle est modifiée par l'inégale répartition de la chaleur à la surface des continents et des mers ; enfin, elle est sujette à des variations par suite de l'influence des saisons.

Quoiqu'il en soit, l'air chaud qui s'élève produit un appel d'air des deux côtés de l'équateur ; il en résulte un circuit direct engendrant à la surface du globe les vents dits alisés qui soufflent du N E. dans l'hémisphère boréal et du S E. dans l'hémisphère austral.

Indépendamment de ce premier circuit, qui est généralement limité aux régions intertropicales, il en existe un autre que M. Marié-Davy nomme circuit dérivé et qui s'étend des tropiques à une distance variable des pôles. L'on appelle courant équatorial la branche du contre alisé supérieur prolongée dans le circuit dérivé, et courant polaire le courant de retour ; or, tandis que ce courant équatorial se développe particulièrement à la surface des Océans, au-dessus des courants d'eau chaude qui sont dirigés de l'équateur vers les pôles, le courant polaire s'étale à la surface des continents ou sur les parties froides de l'Océan (1).

Indépendamment de ces courants généraux de l'atmosphère, il en est qui sont en rapport avec le relief du sol ou bien encore avec la répartition de la terre et des eaux.

Ainsi, sur les côtes, des brises sont dues à l'échauffement inégal de la terre et de la mer : le soir elles soufflent de la terre ; tandis que le matin elles soufflent de la mer : leur direction est d'ailleurs perpendiculaire à celle des côtes.

(1) *Les mouvements de l'atmosphère et des mers considérés au point de vue de la prévision du temps.*

Au point de vue de la formation des dépôts marins, il est utile d'observer que les vents de terre produisent des vagues plus faibles que les vents de mer ; au contraire, les vents qui viennent du large, sans rencontrer des terres faisant obstacle à leur passage, sont de beaucoup les plus violents.

Quant à la vitesse du vent, elle est habituellement comprise entre 0^m,5 et 10^m par seconde. A 20^m, le vent devient impétueux ; à 45^m, c'est un ouragan qui renverse les édifices.

Vents des côtes de France.

M. L. Reynaud, le savant directeur des phares, et M. l'ingénieur en chef Allard, ont organisé un service d'observations qui fait connaître complètement le régime des vents sur les côtes de France et pour les recherches que nous nous proposons d'entreprendre sur les dépôts marins de nos côtes, il convient d'étudier d'abord ces données d'une manière spéciale.

Dans tous les phares, le gardien note chaque nuit la direction et même la force du vent. Les observations ont lieu à 9 heures du soir, à minuit et à 3 heures du matin. Le vent est indiqué par l'une des huit directions principales ; de plus, sa force est évaluée approximativement et représentée par les chiffres 0, 1, 2, 3, 4 qui correspondent à calme, brise, grand frais, coup de vent, tempête.

A l'aide de ces données, nous avons d'abord comparé la fréquence relative des vents qui soufflent sur nos côtes.

Représentant par 1000 le nombre total des vents observés dans chaque phare pendant une année entière, l'on a cherché combien de fois ils ont soufflé suivant chacune des 8 directions N, N E, E, S E, S, S O, O, N O.

La direction de la résultante des vents a de plus été déterminée d'après la règle du parallélogramme des forces et en supposant à tous les vents la même vitesse.

Si l'on représente par N, E, N E, etc., le nombre de fois que chacun des vents correspondant à ces directions a soufflé, le nombre

total de l'année étant de 1000, la tangente trigonométrique de l'angle donnant la direction de leur résultante, sera :

$$\frac{E - O + \frac{\sqrt{2}}{2} (NE - NO + SE - SO)}{N - S + \frac{\sqrt{2}}{2} (NE - SE + NO - SO)}$$

Il est facile d'ailleurs d'évaluer, non-seulement la direction de la résultante des vents, mais encore son intensité ; on l'obtient en effet en multipliant le dénominateur de la fraction précédente par la sécante trigonométrique de l'angle trouvé pour la direction.

En calculant la direction et l'intensité de la résultante, l'on suppose que tous les vents sont animés de la même vitesse. Bien qu'inexacte, cette hypothèse permet de comparer le régime des vents dans des stations différentes et généralement elle est adoptée par les météorologistes. Du reste, pour connaître la résultante réelle des vents, il faudrait des observations continues et très-précises faites par des instruments enregistreurs.

Le tableau suivant donne la moyenne des observations des phares pour une période qui est au plus de six années à partir de 1862 ; pour l'année 1863, les résultantes des vents sont en outre représentées en grandeur et en direction sur la carte lithologique des mers de France.

(Voir la carte n° 1 ainsi que le tableau I des vents)
dans l'appendice de l'ouvrage.

Vents.

DÉSIGNATION des PHARES.	FRÉQUENCE RELATIVE.								Résultante.	
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SO.	O.	NO.	DIRECTION.	INTENSITÉ.
MÉDITERRANÉE.										
Villefranche . . .	220	78	450*	6	12	4	16	214	N 40° E	530
La Garoupe. . . .	128	284	381*	18	7	25	71	75	N 53 E	558
Camarat.	104	129	241	35	15	105	112	259*	N 3 O	264
Ile du Levant . . .	118	157	200	38	33	60	284*	110	N 18 O	214
Porquerolles . . .	201	22	189	103	39	77	341*	28	N 63 O	154
Cap Sepet.	49	229*	203	63	17	73	209	157	N 10 E	212
Grand-Rouveau. .	68	115	243	45	27	48	101	353*	N 5 O	307
Planier.	138	42	190	108	32	11	56	423*	N 11 O	354
Faraman.	244	54	205	52	35	10	73	327*	N 4 O	435
Aigues-Mortes. . .	417*	87	99	70	16	36	64	211	N 3 O	537
Cette.	109	131	95	93	54	70	152	226*	N 33 O	288
Agde	176	146	8	133	69	47	6	415*	N 19 O	397
Cap-Béarn.	93	8	17	146	51	15	140	530	N 52 O	504

DÉSIGNATION des PHARES.	FRÉQUENCE RELATIVE.								Résultante.	
	N.	N E.	E.	S E.	S.	S O.	O.	N O.	DIRECTION.	INTENSITÉ.
Océan.										
Biarritz	39	44	209	88	157	137	265*	61	S 27° O	227
Contis.	65	120	209	93	39	100	246*	128	N 36 O	80
Hourtins.	86	196	113	95	39	90	217*	164	N 25 O	187
Patiras.	55	223	39	167	63	161	58	234*	N 17 O	85
Mapon.	69	172	98	145	98	128	187*	103	S 46 O	39
Richard.	133	93	119	110	103	36	227*	179	N 44 O	166
By.	110	144	171	95	127	83	174*	95	N 58 E	47
Talais.	87	194*	138	95	86	94	158	148	N 7 E	109
Grave.	163	132	117	83	112	75	192*	126	N 28 O	138
Cordouan.	139	207*	100	106	79	66	153	150	N 5 E	191
Pontailiac.	317*	116	42	30	176	80	154	85	N 31 O	240
Terre-Nègre.	182	230*	32	52	119	82	176	127	N 23 O	239
La Coubre.	209*	168	97	27	92	70	196	141	N 22 O	288
Chassiron.	178	164	59	49	97	112	130	211*	N 33 O	275
Chauveau.	153	168	89	69	79	123	177*	142	N 34 O	190
Les Baleines.	177	178	66	47	73	120	194*	145	N 36 O	265
Haut-Banc du Nord.	195	181	63	45	70	70	180	196*	N 25 O	342
Barges.	151	200	70	69	58	111	139	202*	N 22 O	269
Ile d'Yeu.	149	135	109	55	55	92	245*	160	N 42 O	267
Le Pilier.	113	143	88	85	92	198*	174	107	S 89 O	140
La Banche.	88	123	162	46	85	94	210*	192	N 46 O	182
Commerce.	158	166*	67	70	82	152	104	201*	N 34 O	214
Aiguillon.	87	264*	98	36	47	150	130	188	N 14 O	235
Four.	111	152	171*	60	72	130	160	144	N 16 O	118
Belle-Ile.	121	199*	86	61	55	142	176	160	N 34 O	213
Ile de Groix.	119	97	205*	74	93	160	181	71	S 42 O	27
Penfret.	70	78	133	114	72	181	153	199*	S 84 O	153
Penmarch.	107	71	104	86	75	122	144	291*	N 57 O	262
Bec-du-Roz.	134	111	63	72	94	223*	150	153	N 85 O	224
Ile de Sein.	133	134	82	87	77	210*	161	119	N 82 O	159
Portzic.	196	159	80	48	96	122	203*	96	N 39 O	206
Petit Minou.	238	71	113	78	69	60	262*	109	N 39 O	257
Saint-Mathieu.	111	100	167	55	108	145	210*	105	N 86 O	110
Kermorvan.	97	119	120	69	69	129	205*	192	N 58 O	209
Créach.	99	137	134	64	51	158	187*	170	N 52 O	179
Stiff à Ouessant.	114	159	96	63	62	155	159	191*	N 46 O	209
MANCHE ET PAS-DE-CALAIS.										
Ile Viorge.	76	115	145	72	53	182	197*	161	N 76 O	169
Ile de Bas.	74	27	241	27	90	395*	55	91	S 27 O	260
Triagoz.	93	70	165	107	56	166	222*	121	S 82 O	136
Sept-Iles.	73	101	165	64	83	238*	217	81	S 58 O	208
Héaux-de-Bréhat.	68	169	84	60	83	115	207	214*	N 56 O	234
Paon-à-Bréhat.	60	107	111	97	80	224*	145	176	S 74 O	178
Ile Harbour.	94	140	105	58	88	171	180*	164	N 71 O	177
Cap Fréhel.	27	152	25	100	81	320*	124	171	S 65 O	294
Les Minquiers.	83	118	143	65	89	161	153	188*	N 68 O	137
Ile Chausey.	57	161	100	71	121	186*	146	158	S 77 O	128
Granville.	63	111	200*	94	184	135	103	110	S 29 E	144

DÉSIGNATION des PHARES.	FRÉQUENCE RELATIVE.								Résultante.	
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SO.	O.	NO.	DIRECTION.	INTENSITÉ.
Sénéquet.	79	181*	110	76	105	136	166	147	N 53° O	93
Carteret.	64	114	185	64	111	107	116	239*	N 31 O	95
Cap la Hague.	80	88	169	59	141	189*	178	96	S 45 O	150
Cap Lévi	51	103	157	54	118	268*	181	68	S 42 O	224
Barfleur.	65	131	104	74	104	182	195*	125	S 81 O	151
Ver.	54	139	70	123	126	328*	92	68	S 26 O	270
La Rocque.	54	155	203	107	60	251*	37	135	S 55 E	94
Fatouville.	46	111	113	120	151	228*	134	97	S 23 O	221
Honfleur.	52	124	105	138	126	135	156	164*	S 51 O	100
La Hève.	86	114	191	82	65	156	195*	111	N 78 O	55
L'Ailly.	68	174	26	87	175	253*	86	131	S 48 O	197
Cayeux.	63	96	121	126	96	206	216*	76	S 43 O	200
La Canche.	76	144	139	141	77	186*	153	84	S 3 O	71
Gris-Nez.	58	65	197	38	119	181	280*	62	S 55 O	221
Calais.	57	105	92	130	67	144	282*	123	S 79 O	216
Walde.	73	119	45	190	73	318*	88	94	S 29 O	238
Gravelines.	84	115	85	94	143	183	195*	103	S 58 O	191
Ruytingen.	83	107	127	91	108	198*	175	111	S 59 O	147
Mardick.	78	85	168	98	126	157	201*	87	S 35 O	129
Dunkerque.	73	76	159	67	138	189	226*	72	S 47 O	206

On peut constater que les observations faites sur des stations rapprochées sont généralement concordantes; et comme elles proviennent de personnes différentes, ne se les communiquant pas, elles se contrôlent l'une par l'autre.

En ce qui concerne la fréquence relative des vents, le tableau parle de lui-même et l'on voit de suite par les astérisques quelles sont les directions auxquelles correspond la plus grande fréquence.

Cependant les données que fournit cette partie du tableau ne sont pas susceptibles de se formuler d'une manière très-simple, c'est pourquoi nous allons examiner spécialement comment varient les directions et les intensités des résultantes obtenues pour les vents.

Direction.

Considérons en premier lieu les côtes de France qui sont baignées par la Méditerranée. Au pied des Alpes, particulièrement à Villefranche et à la Garoupe, les résultantes des vents ont la direction

N E ; mais sur tout le littoral entre les Maures, les Bouches-du-Rhône et les Pyrénées, elles s'inclinent au contraire plus ou moins au N O.

Le vent du N O , qui souffle habituellement sur les côtes de Provence, est ce qu'on nomme le *mistral* ou le maître-vent ; il est renommé par sa violence et cause de grands ravages à l'agriculture.

Comme l'observe M. Ch. Martins (1), il doit être attribué à ce que l'échauffement des plaines de la Provence directement exposées au soleil du Midi, détermine une ascension de l'air chaud qui est remplacé par un courant d'air froid descendant des montagnes des Alpes et des Cévennes. Ce courant est d'autant plus rapide qu'il y a une plus grande différence de température entre la montagne et la plaine ; aussi, c'est pendant le jour, à l'époque de l'hiver et au printemps, lorsque les montagnes sont couvertes de neige, que le mistral souffle avec le plus de force.

— Dans l'Océan, la résultante du vent a généralement la direction N O ; mais cette direction varie beaucoup avec la forme et avec le relief des côtes ; elle varie surtout près des chaînes de montagnes.

Si, partant de la pointe du Finistère, on longe nos côtes occidentales en descendant vers le Sud, on trouve que les résultantes des vents oscillent généralement autour de la direction N O.

Sur quelques points, elles s'inclinent d'ailleurs complètement vers l'Ouest ; c'est en particulier ce qui a lieu au Bec-du-Raz, à la pointe St-Mathieu et surtout au Pilier.

Le long de la côte des Landes, à Patiras, Hourtins, Contis, la résultante conserve encore l'orientation N O, mais en se rapprochant du Nord. Enfin, à Biarritz, elle passe au S O, sans doute par suite de l'influence des Pyrénées.

Sur les côtes occidentales de la France, la résultante du vent se relève d'une manière très-marquée vers le Nord, à la pointe d'Aiguillon, sur Pilot du-Four à l'embouchure de la Loire, ainsi que sur

(1) Ch. Martins ; *Patria*, Tome I, 252.

l'îlot de Cordouan à l'embouchure de la Gironde et à Talais sur la droite de ce fleuve.

— En suivant les côtes de France baignées par la Manche, on trouve qu'entre la pointe du Finistère et la Belgique, la résultante du vent présente généralement la direction S O.

Cependant, à l'Ouest de la presqu'île du Cotentin, notamment à Senéquet et à Carteret, elle s'incline encore vers le N O. Il en est de même aux îles Vierge, Harbour, des Héaux-de-Bréhat et des Minquiers. A Granville et à La Roque, la direction du vent passe d'ailleurs au SE.

Sur les côtes de la haute Normandie et du Boulonnais, la résultante du vent conserve bien la direction S O ; cependant, à l'embouchure de la Canche, elle est presque orientée vers le S, probablement par suite de l'influence exercée par la rivière et par la côte de Picardie.

Dans le Pas-de-Calais, entre le cap Gris-Nez et Dunkerque, la direction S O est bien accusée ; et même, sur certains points, elle s'incline fortement vers l'Ouest, notamment à Calais.

A l'embouchure de la Seine, les résultantes du vent varient beaucoup d'une année à l'autre et ne sont pas parallèles sur la rive gauche (Honfleur) et sur la rive droite (La Hève) ; il en est de même pour la Garonne ; en outre, sur les deux rives, les résultantes forment un angle qui s'ouvre vers l'embouchure de ces fleuves.

On peut observer aussi que les résultantes du vent n'ont pas la même direction dans les îles que sur les côtes voisines.

Intensité.

Comparons maintenant les intensités du vent et admettons qu'elles soient représentées par les résultantes calculées, comme nous l'avons dit, pour les différents points des côtes de France.

On trouve que ces intensités sont très-grandes au voisinage des chaînes de montagnes, particulièrement au pied des Pyrénées et des Alpes dont les sommets restent en partie couverts de neige ; elles atteignent leur maximum sur notre littoral méditerranéen qui est balayé par le mistral.

Les intensités sont aussi très-grandes au débouché d'une vallée,

lorsqu'elle est longue, rectiligne et fortement encaissée comme celle du Rhône. Elles le sont également dans des canaux maritimes, comme la Manche et le Pas-de-Calais, qui ont précisément la direction des vents régnants.

Au contraire, les intensités du vent sont généralement faibles dans les baies et le long des côtes profondément découpées : elles sont faibles encore vers l'embouchure des fleuves comme la Seine et la Garonne ; cette anomalie apparente s'explique en observant que les vents engendrés par le fleuve lui-même viennent combattre et en partie neutraliser ceux qui soufflent de la mer.

Enfin, il est bon d'observer qu'aux îles Porquerolles et du Levant, les intensités se réduisent à plus de moitié du chiffre qu'elles atteignent sur la côte de Provence de laquelle elles sont cependant très-rapprochées ; ce résultat doit sans doute être attribué à ce qu'un vent de terre, même violent comme le mistral, s'affaiblit rapidement lorsqu'on gagne la mer et lorsqu'on s'éloigne du rivage.

Dunes.

Les dunes sont, comme l'on sait, des collines de sable qui bordent le rivage.

Lorsque le vent souffle du côté de la mer, il dessèche le sable de la plage dont les grains deviennent par cela même très-mobiles. Bientôt cédant à l'action du vent, ce sable s'accumule sur le rivage le long duquel il forme une série de collines. Leur pente est douce du côté de la mer, et abrupte du côté opposé.

Tant que les dunes ne sont pas fixées par la végétation, elles conservent leur mobilité et le vent qui vient de la mer les déplace sans cesse. D'ailleurs, comme la mer apporte constamment du sable sur la plage, la zone qu'elles occupent tend de plus en plus à s'élargir et à empiéter sur les terres. Sur la côte des Landes, on estime que la mer et les vents rejettent chaque année plus de 5 millions de mètres cubes de sable.

Les dunes ont une hauteur variable et dépendant, sur chaque

point, des conditions qui concourent à leur formation ; tandis qu'elles sont très-petites dans la Méditerranée, elles peuvent atteindre 50 mètres et même jusqu'à 100 mètres sur les bords de l'Océan.

Il n'est pas nécessaire d'entrer dans de plus grands détails sur les dunes après les descriptions si remarquables qu'en a données M. Élie de Beaumont ; dans ce qui va suivre, je me propose seulement d'indiquer quelle est leur composition minéralogique sur les côtes de France.

(Voir dans l'appendice de l'ouvrage le tableau II qui est relatif aux dunes).

LANDES.

Toute la côte des Landes est bordée par des dunes qui peuvent être citées comme types (1). Elles s'étendent depuis Bayonne jusqu'à l'embouchure de la Gironde, et elles s'abaissent de rangée en rangée vers la mer. Leur pente du côté de la mer varie de 7° à 12°, et du côté des Landes de 29° à 32°; cette dernière pente s'élèverait même à 35°, si les pluies ne venaient pas détruire les talus. Elles forment le long du rivage, une zone ayant une largeur moyenne de 5 kilomètres, sur une longueur de 240 kilom., ce qui représente une surface de 120,000 hectares. Leur largeur devient plus grande au milieu de la côte, particulièrement en regard des étangs de Léon, de Saint-Julien, de Mimizan, d'Arcachon.

Ces étangs eux-mêmes sont engendrés par les dunes qui forment une sorte de digue s'opposant à l'écoulement des eaux venant des Landes ; ils empiètent progressivement sur les terres à mesure qu'ils sont poussés en avant par le mouvement des dunes. Ils ont une forme allongée parallèlement à la côte, et si l'on fait une section perpendiculaire à leur longueur, on trouve que leur plus grande profondeur est immédiatement au pied des dunes, tandis que leur fond se relève vers l'Est par une pente insensible.

Les dunes des Landes empiètent constamment sur les terres ; leur avancement peut s'élever accidentellement à 23 mètres par année ; toute-

(1) Elie de Beaumont : *Leçons de géologie pratique*. — Brémontier : *Mémoire sur les dunes*, particulièrement sur celles qui se trouvent entre Bayonne et la Pointe-de-Grave. — E. Reclus : *Le Littoral de la France*.

fois, en moyenne, il n'est guère que de 1 à 2 mètres pour la zone entière. Brémontier rapporte d'ailleurs que par un coup de vent et malgré une forte pluie, l'avancement sur un point a dépassé accidentellement 0^m,6 dans l'espace de 3 heures.

Le sable qui constitue les dunes des Landes est généralement fin ; cependant il atteint plusieurs millimètres dans les basses dunes du Gressier, près de l'étang de la Canau. Son examen minéralogique montre qu'il est essentiellement composé de quartz hyalin, blanc grisâtre en grains arrondis ; il contient aussi du quartz jaunâtre et brunâtre, de la lydienne noire, du grenat, des traces de fer oxydulé, quelquefois des débris de coquilles marines. Il présente du reste la même composition minéralogique que le sable déposé par la mer sur la côte des Landes.

SAINTONGE.

Les dunes se continuent au Nord de la Gironde et atteignent une grande hauteur à la pointe de la Courbe ainsi que dans l'île d'Oléron. Elles contiennent toujours du carbonate de chaux, et à la pointe de Suzac, elles peuvent même en avoir plus de 10 pour 100. Cette différence avec la côte des Landes s'explique facilement, puisqu'au Nord de la Girondë, les dunes bordent un rivage calcaire et qu'elles offrent d'ailleurs de nombreux débris de coquilles.

Dans les dunes d'Angoulin, l'on observe même un banc très-coquillier, gris-brunâtre et à très-gros grain qui est cimenté par du carbonate de chaux.

Récemment, la garance a été cultivée avec succès dans les dunes de la Saintonge ; et ce résultat doit sans doute être attribué à ce qu'il s'y trouve du carbonate de chaux, car les paluds calcaires de Vaucluse lui sont, comme l'on sait, très-favorables.

BRETAGNE.

Sur divers points du littoral de la Bretagne, il existe également des dunes dont les sables ont été analysés par MM. Besnou, Nimier, Prod'homme et Hervé-Mangon. Elles sont remarquables par la grande quantité de carbonate de chaux qu'elles renferment.

Dans la baie d'Audierne, à Santec et à Kerrons, il y en a plus

de 60 p. 0/0 ; à Guidel, dans le Morbihan, il y en a même plus de 70 p. 0/0 ; ce carbonate de chaux provient uniquement des coquilles et des millépores que la mer rejette sur la côte, et il est assez abondant pour que les dunes de Bretagne soient exploitées avec avantage pour l'amendement des terres. Il en est de même à Padstow, sur la côte Ouest du Cornouailles.

MANCHE.

Près de Cherbourg, les dunes ont environ 15 0/0 de carbonate de chaux ; elles deviennent surtout extrêmement calcaires sur quelques points du Calvados.

PAS-DE-CALAIS.

A Boulogne, dans le Pas-de-Calais, le sable des dunes a présenté une densité de 2,649 qui est un peu supérieure à celle 2,631 du sable de la plage. J'y ai trouvé moins de 5 p. 0/0 de carbonate de chaux.

FLANDRE.

Près de Dunkerque, dans la mer du Nord, le sable des dunes est gris jaunâtre. Essentiellement formé par le quartz hyalin, il contient en outre du silex, du grenat rouge et brun jaunâtre, de la glauconie et des débris de coquilles. Son carbonate de chaux est de plusieurs centièmes.

PAYS-BAS.

A Ostende, en Belgique, la composition minéralogique du sable des dunes est encore à peu près la même ; la proportion trouvée pour son carbonate de chaux n'a pas dépassé 7 p. 0/0.

Dans la Hollande, à Skeveningue et à Zandvoort, les dunes atteignent une grande hauteur. Le carbonate de chaux y est en très-faible proportion ; de même que dans les Landes, il se réduit à quelques millièmes ; il provient d'ailleurs des coquilles marines de la plage ainsi que d'un petit nombre de coquilles terrestres vivant sur les dunes.

MÉDITERRANÉE.

Les dunes se forment bien plus difficilement dans la Méditerranée que dans l'Océan. Car, ainsi que l'observe M. Elie de Beaumont,

pour livrer le sable à l'action des vents, « il n'y a dans la Méditerranée que les intermittences de niveau dans l'action même des vents, circonstance qui est beaucoup moins favorable que l'alternative quotidienne de la haute et de la basse marée (1). » De plus, la condition principale pour que les dunes puissent se former, est que la plage soit balayée par des vents soufflant du côté de la mer ; or, l'on sait que sur notre littoral méditerranéen le vent dominant est le mistral qui souffle au contraire du côté de la terre. On comprend donc aisément pourquoi les dunes sont rares dans la Méditerranée et pourquoi leur hauteur ne dépasse pas 10 mètres.

Dunes calcaires.

Bien que les dunes soient le plus généralement composées de sable quartzeux, elles peuvent aussi devenir très-calcaires, comme en Bretagne ; signalons, sous ce rapport, les dunes qui ont été observées par M. Ch. Darwin dans les mers du Sud. Leur hauteur atteint 25 mètres ; elles garnissent les côtes formées de débris de polypiers et elles sont exceptionnellement riches en carbonate de chaux. Comme les eaux météoriques des climats chauds dissolvent assez facilement le calcaire, ces dunes ne tardent pas à perdre leur mobilité et les grains qui les composent étant cimentés, elles se changent en monticules solides.

L'argile empêche la formation des dunes.

Une plage étendue et sablonneuse, balayée par des vents qui soufflent du côté de la mer, sera visiblement très-favorable à la formation des dunes. Cependant, il ne s'en produira pas toujours, car dans la baie du mont Saint-Michel, par exemple, on n'en observe pas. Ce résultat doit sans doute être attribué à ce que le dépôt littoral du mont Saint-Michel contient de l'argile qui provient de la destruction des schistes du voisinage ; alors cette argile entretient sans cesse l'humidité qu'elle absorbe, soit dans l'atmosphère, soit dans la plage

(1) Elie de Beaumont : *Leçons de géologie pratique*, I, 128.

et par capillarité : elle cimente en un mot les grains de sable qui restent humides, conservent assez d'adhérence pour résister à l'action des vents.

Lorsqu'au contraire le sable peut être desséché complètement, ses grains perdent toute adhérence et deviennent très-mobiles ; en sorte qu'ils se laissent facilement entraîner.

Comparaison des dunes avec le dépôt littoral.

Les dunes qui couvrent une plage proviennent essentiellement de son dépôt littoral de marée haute qui a été remanié par les vents. Elles contiennent donc les mêmes éléments que ce dépôt littoral lui-même, seulement les vents y opèrent un certain triage et entraînent surtout les débris les plus mobiles et les plus légers.

Si l'on compare le carbonate de chaux contenu dans les dunes avec celui du dépôt littoral de marée basse, dont la composition sera donnée plus loin pour les mêmes plages, on trouve que sa proportion est généralement plus petite dans les dunes. La différence est même très-marquée sur certaines plages, particulièrement à Ostende et sur les côtes de Bretagne.

Parmi les dunes qui paraissent faire exception à la règle, nous citerons celles de Cherbourg et de la baie de Bertheaume.

Quelquefois aussi, de nombreux débris de coquilles sont accumulés par le vent sur le flanc des dunes, ce qui augmente d'une manière anormale le carbonate de chaux ; c'est, par exemple, ce que j'ai observé à Zandvoort.

Du reste, comme le carbonate de chaux des dunes provient des débris de mollusques marins, il est facile de comprendre que sa proportion doit tendre à augmenter lorsqu'on descend vers la mer.

Résumé sur les dunes.

En résumé, les dunes des côtes de France et des Pays-Bas sont presque toujours essentiellement formées de quartz hyalin : comme ce minéral est relativement assez léger et comme ses grains sont assez réguliers, il se prête mieux que tout autre à un transport

par le vent. Cependant les divers minéraux d'une plage se retrouvent aussi dans les dunes qui l'avoisinent, puisqu'on y rencontre de la lydienne dans les Landes, de la glauconie dans le Pas-de-Calais et dans la mer du Nord. Le mica, le feldspath, le grenat s'y observent également. Le carbonate de chaux sécrété par les mollusques, concourt encore à la formation des dunes ; il n'y en a presque pas dans les dunes des Landes et de la Hollande, mais celles de la Bretagne en contiennent assez pour être exploitées comme amendement calcaire. Des dunes exceptionnellement riches en calcaire s'observent encore sur les côtes formées de récifs de polypiers.

La proportion de carbonate de chaux des dunes varie d'ailleurs avec celle que contient le sable de la plage ; de plus, elle est généralement moindre que celle du dépôt de marée basse.

Le plus souvent, les dunes sont donc essentiellement composées de sable quartzeux ; toutefois, elles contiennent aussi les divers minéraux qui se trouvent dans le sable de la plage et particulièrement du carbonate de chaux sécrété par les mollusques.

La rareté ou l'absence complète de l'argile mérite d'être signalée ; elle se conçoit d'ailleurs très-bien, car l'argile tend visiblement à empêcher la formation des dunes.

B. — EAUX MÉTÉORIQUES

L'atmosphère précipite sur le sol de l'eau qui tombe à l'état de pluie, de neige, de brouillard et de rosée ; indépendamment de ce que cette eau exerce l'influence la plus directe sur l'agriculture, elle donne naissance aux rivières et devient un agent d'érosion ainsi que de transport ; par suite, il est utile de rechercher de quelle manière elle est répartie.

La quantité annuelle de pluie qui tombe sur le sol varie avec un grand nombre de circonstances. D'abord elle augmente avec la température moyenne et à mesure qu'on se rapproche de l'équateur.

Elle augmente aussi avec l'altitude, et elle est en relation avec le relief du sol. Toutefois, lorsqu'on s'élève dans l'atmosphère, elle at-

teint un maximum au delà duquel elle va ensuite en diminuant. Dans chaque pays, la hauteur de ce maximum dépend de celle à laquelle se tiennent les nuages ; elle est nécessairement moindre dans un climat froid et sec que dans un climat chaud et humide ; c'est sous l'équateur qu'elle est la plus grande.

En outre, la pluie augmente au voisinage de la mer. Elle augmente surtout lorsque des vents soufflant du côté de la mer et fortement chargés d'humidité, se trouvent ensuite arrêtés par des chaînes de montagnes.

Quand la pluie a été déterminée par des observations udométriques continuées pendant une vingtaine d'années et dans des stations suffisamment rapprochées, il est facile de représenter sa distribution à la surface du sol. Il suffit pour cela de tracer les courbes passant par les points qui reçoivent la même quantité annuelle de pluie. Ces courbes sont nommées hyétographiques. Dès à présent, il est possible de les esquisser pour la France ; l'étude que j'en ai faite est basée sur les travaux de divers météorologistes, spécialement de MM. Ch. Martins, Renou, Raulin, Belgrand, Marié-Davy, Becquerel, de Gasparin, Nicolet, Rayet et surtout sur les données déjà très-nombreuses fournies soit par les Observatoires privés, soit par les Ponts et Chaussées et par l'Observatoire Impérial de Paris.

(Voir carte n° 1 et figure 6, planche A).

Distribution de la pluie en France.

En se bornant aux traits principaux que présente la distribution de la pluie sur la surface de la France, on voit, d'abord, qu'elle est assez inégale. La quantité qui tombe dans le Sud est supérieure à celle qui tombe dans le Nord. Ce résultat tient d'abord à ce que dans le Sud de la France, la température moyenne étant plus élevée, l'air renferme plus d'humidité ; il tient aussi à ce que l'altitude moyenne y est plus grande.

Les côtes de France baignées par l'Océan et par la Manche reçoivent des pluies abondantes ; car l'eau recueillie annuellement s'élève

à 80 centimètres dans les Landes, dans l'Angoumois, le long de la baie de Cancale et sur la côte Ouest du Cotentin, ainsi que sur le littoral entre Fécamp et Calais.

Mais sur nos côtes baignées par la Méditerranée, la pluie reste inférieure à 60 ; c'est du moins ce que l'on observe vers les Bouches-du-Rhône, où le littoral n'est pas bordé par des montagnes.

Ces résultats doivent être attribués à l'action des vents qui soufflent habituellement de l'Ouest au Sud-Ouest sur les côtes françaises de l'Océan et de la Manche, en sorte qu'ils déposent les vapeurs humides dont ils sont chargés.

Dans la Méditerranée, au contraire, comme les vents qui dominent soufflent du Nord-Ouest, c'est-à-dire, de la terre, il en résulte qu'habituellement la pluie n'est pas augmentée par le voisinage de la mer.

Toutes les parties montagneuses de la France reçoivent de grandes quantités de pluies ; c'est bien marqué dans les Vosges, dans le Morvan, dans le Plateau central, dans les Cévennes, dans les Pyrénées, dans le Jura et surtout dans les Alpes.

La pluie augmente avec l'altitude de nos montagnes ; en outre, ses courbes sont souvent parallèles à celles qui dessinent le relief du sol. Elle dépasse 1 mètre sur les parties élevées des Vosges, du Jura et principalement des Pyrénées, ainsi que des Alpes ; il en est de même sur différents points du Plateau central, notamment sur son versant Ouest entre Rhodéz et Bénévent, sur son versant Nord dans le Morvan, autour des Settons ; mais particulièrement au Sud-Est entre le Pilat et les monts St-Félix sur les flancs des Cévennes. La pluie dépasse encore 1 mètre sur les sommités des Ardennes et probablement aussi sur les montagnes de la Bretagne. Enfin, dans certaines stations des Alpes, elle devient supérieure à 2 mètres.

Le relief du sol exerce visiblement l'influence la plus directe sur la quantité de pluie et cette dernière augmente avec l'altitude.

Toutefois, pour des stations situées à la même altitude et sur des versants opposés, la quantité de pluie peut être très-différente. Dans le Plateau central, par exemple, il tombe moins de pluie vers son milieu dans les montagnes de la Margeride que sur son versant occi-

dental qui reçoit les vents humides de l'Océan. De même, il tombe plus de pluie à Saint-Étienne qui est à l'Ouest du Pilat et des montagnes du Beaujolais, qu'à Lyon et à Bourg-Argental sur le versant Est (1).

Ainsi, sur les versants d'une chaîne ou d'un massif de montagnes, la quantité de pluie n'est généralement pas la même à altitude égale. En France, elle tend à augmenter sur le versant occidental, d'autant plus qu'il arrête davantage les vents venus de l'Océan.

Si l'on recherche comment la pluie varie dans les vallées arrosées par nos grands fleuves, on voit que sa quantité annuelle est la plus grande pour le Rhône qui se trouve encaissé entre le Jura, les Alpes, les Cévennes et le Plateau central. Pour l'Ain qui est l'un des affluents du Rhône supérieur et coule entre les montagnes du Jura, elle est supérieure à 120 centimètres.

Elle est grande encore pour la Garonne qui coule comme le Rhône, dans la partie méridionale de la France.

Pour le Rhin, pour la Seine et pour la Loire qui appartiennent à sa partie septentrionale, la quantité annuelle de pluie devient notablement moindre.

Dans la vallée de la Loire, qui est si longue et qui traverse la France en écharpe, elle reste inférieure à 70 cent. ; elle n'est même supérieure à ce chiffre que vers les sommités du Plateau central sur lesquelles le fleuve prend sa source.

L'exposition aux vents humides de l'Océan fait sentir son influence jusque dans les vallées ; car, pour la Meuse, qui coule à peu près du Sud au Nord, tout le versant droit de la vallée qui est exposé à l'Ouest, reçoit plus de pluie que le versant gauche (2).

Il tombe plus de pluie dans les vallées que sur les plateaux voisins. C'est un résultat bien constaté dans le bassin parisien ; il tient vraisemblablement à ce que dans les vallées la condensation de la vapeur d'eau s'opère sur une hauteur plus grande, et en outre à ce que les vents pluvieux s'écoulent avec plus de vitesse (3).

Il tombe aussi plus de pluie sur les flancs des montagnes que sur

(1) Gruner. *Description géologique et minéralogique du département de la Loire.*

(2) De Mardigny et Poincarré.

(3) Belgrand. *Notice sur la répartition de la pluie dans le bassin de la Seine, 1855.*

leurs sommets. C'est du moins ce qui s'observe sur les pentes occidentales des monts Jura qui forment un écran arrêtant les vents humides venus de l'Océan (1).

Les parties de la France qui reçoivent le maximum de pluie sont les régions élevées des Vosges, du Jura, du Plateau central, des Cévennes, des Pyrénées et surtout des Alpes. Citons encore Bayonne et le fond du golfe de Gascogne où les vents humides sont arrêtés par les Pyrénées.

Le minimum de pluie en France se réduit à 40 centimètres ; c'est la quantité qui tombe sur la région comprise entre Troyes, Meaux, Compiègne, Épernay. Cette région qui se trouve à l'Est de Paris est éloignée à la fois de la mer et des montagnes ; elle est peu accidentée, pas très-boisée et formée en grande partie par de la craie.

Aux environs de Dunkerque, il tombe également une faible quantité de pluie et l'on peut s'en étonner à cause du voisinage de la mer du Nord ; ce résultat tient sans doute à ce que les vents régnants de Dunkerque se dépouillent de leur humidité en passant sur l'Angleterre et à ce qu'ils n'en reprennent que peu dans la traversée du Pas-de-Calais.

La pluie paraît augmenter dans le voisinage des grandes forêts (2).

Enfin, la composition minéralogique du sol doit encore exercer quelque influence sur la quantité de pluie. Car, toutes choses égales, l'humidité de l'air sera moindre sur un sol perméable et parfaitement sec, comme la craie et le calcaire jurassique, que sur un sol imperméable et par suite plus ou moins marécageux, comme celui de l'Argonne, de la Dombes, de la Brenne, de la Sologne.

Moyenne annuelle de la pluie en France.

A l'aide des courbes hyétographiques il est possible de calculer approximativement la quantité moyenne de pluie qui tombe pendant une année sur toute la France.

Pour y parvenir, il faut évaluer les diverses surfaces comprises

(1) Frère Ogérien. *Histoire naturelle du Jura*.

(2) Grad. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 1866.

entre deux courbes consécutives et les multiplier par la moyenne arithmétique de la pluie correspondant à ces courbes.

Il reste une surface entourée par la courbe 0^m,40, et elle a simplement à être multipliée par ce chiffre qui représente à peu près le minimum pour la France.

Une autre surface, qui est entourée par la courbe 1^m,80 doit, au contraire, être multipliée par un chiffre plus fort et j'ai admis 2 mètres pour cette zone, d'ailleurs peu étendue, qui reçoit le maximum de pluie.

Voici, du reste, quelles sont les surfaces occupées par les différentes zones de pluie dans les principaux bassins hydrographiques de la France :

INDICATIONS		SURFACES		PLUIE TOMBÉE		
des bassins.	des zones.	des zones.	des bassins	par zone.	par bassin	Hauteur moyenne
	Centimètres.	Hectares.	Hectares.	Myriamèt. cub.	Myriamèt. cub.	Mètres.
Bassin de la Seine.	Au-dessous de 40	897,700	11,281,900	359,080	7,114,480	0 ^m ,631
	De 40 à 60	3,891,700		1,945,850		
	60 80	5,193,000		3,635,100		
	80 100	1,279,100		1,151,190		
	100 120	16,300		17,930		
Bassin de la Loire.	120 140	4,100	13,666,600	5,330	9,440,420	0 ^m ,691
	De 40 à 60	2,616,500		1,308,250		
	60 80	9,386,300		6,570,410		
	80 100	1,364,600		1,228,140		
	100 120	281,600		309,760		
Bassin du Rhin.	120 140	12,700	4,101,200	16,510	2,951,020	0 ^m ,720
	140 160	4,900		7,350		
	De 40 à 60	493,500		246,750		
	60 80	2,713,300		1,899,310		
	80 100	894,400		804,960		
Bassin de la Garonne.	100 120	6,054,000	12,497,800	4,237,800	10,289,460	0 ^m ,823
	80 100	4,663,000		4,196,700		
	100 120	652,700		717,970		
	120 140	278,800		362,440		
	140 160	246,700		370,050		
Bassin du Rhône.	160 180	58,500	11,884,200	99,450	11,363,570	0 ^m ,956
	Au-dessus de 180	22,000		44,000		
	De 40 à 60	1,045,000		522,500		
	60 80	3,719,000		2,603,300		
	80 100	2,806,400		2,525,760		
TOTAUX GÉNÉRAUX . . .	100 120	1,435,700	53,431,700	1,579,270	41,158,950	0 ^m ,770
	120 140	1,000,000		1,300,000		
	140 160	1,815,900		2,723,850		
	160 180	51,700		87,890		
	Au-dessus de 180	10,500		21,000		

RÉCAPITULATION		SURFACES		QUANTITÉ DE PLUIE	
POUR TOUTE LA FRANCE.		DES ZONES EN HECTARES.		EN MYRIAMÈTRES CUBES.	
	centimètres.				
Zone limitée par la courbe . . .	40	897,700	359,080		
Zone comprise entre	40 et 60	8,568,800	4,284,400		
Id. id. id.	60 80	27,065,600	18,945,920		
Id. id. id.	80 100	11,007,800	9,906,750		
Id. id. id.	100 120	2,386,300	2,624,930		
Id. id. id.	120 140	1,295,600	1,684,280		
Id. id. id.	140 160	2,067,500	3,101,250		
Id. id. id.	160 180	110,200	187,340		
Zone limitée par la courbe . .	180	32,500	65,000		
		53,431,700	41,158,950		

Le tableau précédent montre que la somme des quantités de pluie tombant pendant une année sur la France est environ de . . . 411,589,500,000 mètres cubes.

Divisant ce nombre par la surface totale de la France ou par 53,431,700 hectares, on obtient . . .

0^m,77

pour la hauteur moyenne annuelle de la pluie dans notre pays.

Remarquons, d'ailleurs, que ce chiffre est vraisemblablement trop faible, car les parties élevées reçoivent beaucoup plus de pluie que les plaines voisines, et elles possèdent rarement des stations météorologiques. Les observations manquent surtout sur les sommets des Ardennes, des Vosges, des Alpes, sur la chaîne du Merlerault et sur les montagnes de la Bretagne.

En considérant spécialement les principaux bassins hydrographiques de la France, on trouve que la moyenne annuelle de la pluie est seulement de . . . 0^m,631 dans le bassin de la Seine et de . . . 0^m,691 dans celui de la Loire ; elle s'élève à . . . 0^m,720 dans la partie française du bassin de Rhin, atteint . . . 0^m,823 dans le bassin de la Garonne et . . . 0^m,956 dans celui du Rhône.

Dans le Sud de la France, cette moyenne est de beaucoup supérieure à ce qu'elle est dans le Nord, résultat qui doit être attribué à la fois à l'augmentation de la température et à l'influence de massifs montagneux comme le Plateau central, les Pyrénées, les Alpes.

CHAPITRE IV

II. — EAUX DOUCES OU SAUMÂTRES.

Les eaux douces ou saumâtres concourent à la formation des dépôts marins, puisqu'elles charrient ou bien tiennent en suspension des débris qui sont, en définitive, entraînés à la mer ou sur ses rives. Nous étudierons successivement :

- A. *Les rivières.*
- B. *Les embouchures des rivières.*
- C. *Les lacs et les étangs littoraux.*

A. RIVIÈRES.

L'eau qui tombe à l'état de pluie, de neige ou de rosée se divise en trois parties : la 1^{re} coule immédiatement sur le sol, ou bien y pénètre pour reparaitre à sa surface dans le même bassin hydrographique et après une circulation souterraine plus ou moins prolongée ; bref, elle se réunit en filets, qui forment des cours d'eau, puis des rivières et des fleuves, lesquels vont ensuite se jeter à la mer.

La 2^e s'évapore soit directement, soit par l'intermédiaire des végétaux et retourne dans l'atmosphère.

La 3^e cédant à l'action de la pesanteur, pénètre profondément à l'intérieur du sol, et ne reparait plus à la surface du bassin hydrographique sous forme de sources ou de suintements ; elle alimente des nappes souterraines qui se rendent directement à la mer, ou bien elle s'infiltre dans d'autres bassins hydrographiques.

La proportion de l'eau tombée, qui s'écoule directement dans les rivières, est assez variable.

Pour la Seine, en amont de Paris, M. Dausse l'estime à . . . 0,28 ; pour la Saône, à Trevoux, elle est de . . . 0,53, d'après M. Belgrand ; pour la Loire, au confluent de la Maine, elle est estimée à . . . 0,50 ; pour la Garonne, en amont de Marmande et pour l'Auxois qui coule sur les marnes imperméables du lias, elle s'élève à . . . 0,65.

Tantôt elle se réduit à . . . 0,1 ; tantôt elle atteint . . . 0,9.

Elle augmente avec l'imperméabilité du bassin hydrographique ; c'est particulièrement dans les régions schisteuses et granitiques qu'elle devient très-grande.

Elle dépend aussi de la forme du bassin hydrographique, de sa pente, de son climat et même de la végétation qui le recouvre.

Du reste, la proportion d'eau qui s'écoule par une rivière doit naturellement rester plus petite que celle qui tombe sur son bassin hydrographique ; car il y a nécessairement une certaine perte par évaporation et par infiltration. Si elle lui devenait égale ou supérieure, il faudrait l'attribuer à ce que cette rivière reçoit des nappes souterraines provenant des bassins hydrographiques voisins.

Une rivière peut quelquefois se perdre complètement. Ce résultat est surtout fréquent dans les pays chauds, et alors il tient ordinairement à ce que la proportion de l'eau qui s'évapore est très-considérable.

Dans d'autres circonstances, il tient à ce que la rivière coule dans un lit très-perméable, en sorte qu'elle se perd par infiltration. C'est ce qu'on observe en France pour plusieurs cours d'eau, particulièrement pour ceux qui traversent des calcaires friables ou caverneux. Tels sont l'Aure et la Drome qui, sur les côtes jurassiques du Calvados, disparaissent dans la fosse du Soucy et se rendent à la mer après un parcours souterrain. Le plus souvent, ces cours d'eau perdus se montrent de nouveau à la surface du sol et à un niveau plus bas. Ainsi, la fontaine de Vaucluse semble résulter de la réunion souterraine de la Nesque et du Calavon, qui s'infiltrèrent en partie dans des calcaires caverneux et désagrégés.

Lorsqu'un bassin hydrographique est entièrement fermé et présente la forme d'un entonnoir, les eaux météoriques qu'il reçoit ne peuvent plus avoir d'écoulement superficiel et habituellement elles produisent des lacs. Il en est, par exemple, qui se trouvent au fond des cratères volcaniques, comme le lac Pavin dans le Puy-de-Dôme ; tandis que d'autres, comme le lac de Joux, se trouvent dans des bassins calcaires.

Les eaux de ces lacs occupant le fond de bassins en entonnoir se perdent d'ailleurs soit par évaporation, soit par infiltration souterraine.

— Il est utile de réunir ici quelques données sur nos principales rivières de France.

On trouvera dans le tableau suivant :

1° La hauteur à laquelle elles prennent leur source ; cette hauteur est exprimée en mètres et rapportée au niveau de la mer, ou bien à leur confluent avec un autre fleuve ;

2° Leur longueur développée depuis la source jusqu'à l'embouchure ;

3° Leur pente moyenne réduite en fraction décimale (1).

NOMS des RIVIÈRES.	ALTITUDE de la source.	PARCOURS.	PENTE.
	Mètres (<i>a</i>).	Kilomètres (<i>l</i>).	$\left(\frac{a}{l}\right)$.
Durance	1236	380	0,00323
Rhône	1700	860	0,00250
Hérault	1200	125	0,00960
Adour	1931	330	0,00383
Garonne (à partir de la frontière jusqu'à Bordeaux) . .	573	430	0,00127
Ariège	1900	160	0,01200
Tarn	1271	373	0,00340
Lot	1250	495	0,00250
Dordogne (à partir de la cascade) .	1200	432	0,00265
Charente	300	350	0,00085
Loire	1408	980	0,00133
Allier	1291	361	0,00357
Cher	664	365	0,00181
Indre	436	281	0,00153
Vienne	380	353	0,00107
Vilaine	180	240	0,00075
Seine	471	800	0,00059
Meuse	379	720	0,00053
Escaut	90	360	0,00025
Rhin	2000	1362	0,00147

(1) La plupart des données de ce tableau ont été empruntées à MM. Maltebrun, Von Klöden, au service des Ponts et Chaussées et à la description de la France, intitulée *Patria*.

Les altitudes et les profondeurs des lacs qui sont inscrites sur les cartes lithologiques ont en partie été extraites du tableau de M. Von Klöden, publié dans le *Geographisches Jahrbuch* de M. Behm, 1856.

Parmi nos rivières de France, l'Ariège, l'Adour, l'Allier, l'Hérault et la Durance appartiennent à celles qui ont une forte pente ; tandis que pour la Seine, l'Escaut et le Rhin la pente reste faible. Dans la Loire, qui est célèbre par les ravages de ses inondations, elle n'est pas de beaucoup supérieure à 1 millième.

Les rivières secondées par l'atmosphère dégradent constamment les roches qui forment leur bassin hydrographique dont elles transportent ensuite les débris à la mer, en sorte qu'il est nécessaire de faire connaître leurs effets et surtout la composition minéralogique de leurs dépôts. Sans entrer à cet égard dans des détails circonstanciés, nous allons chercher à mettre spécialement en relief ce qui concerne les principales rivières de la France.

Les effets mécaniques des cours d'eau sont d'ailleurs très-complexes et, avec M. J.-D. Dana, il convient d'étudier séparément ceux qui sont produits par l'érosion ou par le transport.

a. — Érosion.

La partie émergée de notre globe est sans cesse modifiée par l'action de l'atmosphère.

Des alternatives de froid et de chaleur contribuent à désagréger les roches ; tandis que d'un autre côté l'eau secondée par l'acide carbonique et par l'oxygène, tend à les dissoudre et à les décomposer.

Les effets d'érosion de l'eau courante sont beaucoup plus énergiques que ceux de l'atmosphère ; leur puissance est en quelque sorte mesurée par la profondeur des sillons et des vallées qu'elle creuse dans l'écorce terrestre. Du reste, ils sont nécessairement très-variables avec la composition minéralogique des roches sur lesquelles ils s'exercent.

Lorsque ces roches sont calcaires, elles se laissent dissoudre assez facilement, grâce à l'acide carbonique contenu dans l'eau ; si, de plus, elles sont friables, elles se désagrègent rapidement, en sorte qu'il se forme des vallées d'érosion plus ou moins profondes comme celles qui sillonnent la craie blanche et les plateaux calcaires.

Quelquefois même, un ruisseau ou une rivière creusent insensiblement des excavations dans lesquelles ils finissent par se perdre complètement. C'est ce qu'on nomme *puits naturel*, *puisard*, *avent*, *boit-tout*, *bétoire*. Il y en a, par exemple, sur les Causses du Languedoc, dans les calcaires jurassiques et crétacés du bassin parisien, du Poitou ainsi que de la Provence, et en général dans les régions calcaires. Telle est aussi l'origine habituelle des cavernes à ossements qui s'observent dans les roches calcaires ou dolomitiques et qui pénètrent quelquefois jusqu'à une très-grande distance.

Lorsque les roches sont désagrégées comme le sable, ou bien lorsqu'elles se laissent délayer par l'eau comme l'argile ou la marne, leur érosion est encore très-facile et, toutes choses égales, elle a lieu plus profondément et sur une plus grande surface.

Aussi voit-on d'ordinaire la vallée qui encaisse un cours d'eau présenter un élargissement dans la partie où elle est formée par de pareilles roches. C'est, par exemple, ce qui s'observe souvent dans les vallées des Alpes et des Pyrénées qui traversent des couches argileuses redressées.

D'ailleurs, l'érosion résulte surtout d'une action mécanique exercée par l'eau qui, à la longue, parvient à user et à polir les roches les plus dures ; il est facile de s'en assurer en examinant le lit des ruisseaux, même de ceux qui coulent sur des granites. C'est d'abord directement et par elle-même que l'eau exerce cette action ; en outre, elle est puissamment secondée par les débris qu'elle entraîne ou qu'elle tient en suspension.

Lorsqu'elle rencontre des débris trop gros pour pouvoir les déplacer, elle leur imprime quelquefois un mouvement par lequel elle use leurs surfaces et en même temps les parois sur lesquelles ils reposent. Les *pot-holes* ou marmites de géants nous en offrent un exemple remarquable, assez exceptionnel, il est vrai, mais qui a l'avantage de montrer comment des débris peuvent s'arrondir dans le lit d'un cours d'eau, lors même qu'ils ne sont pas transportés.

Lorsque l'eau est à l'état solide, elle produit aussi des effets d'érosion très-puissants, et il est nécessaire de les mentionner puisqu'ils fournissent également des débris qui sont entraînés par les rivières.

La neige qui, pendant l'hiver, s'accumule sur les montagnes et dont la fonte a lieu quelquefois subitement, devient surtout un agent d'érosion très-efficace.

Dans toute saison, des neiges éternelles et des glaces couvrent du reste les parties les plus élevées des Alpes et des Pyrénées et contribuent beaucoup à les désagréger ; on en a la preuve par les débris qu'accumule la chute des avalanches et par le volume considérable des moraines.

Érosion inégale sur les deux rives produite par l'atmosphère.

Les roches qui encaissent une rivière se dégradent sans cesse par l'action de l'atmosphère et leur altération peut être fort inégale sur ses deux rives.

Ces faits sont bien marqués lorsque la rivière coule dans des roches tendres et faciles à désagréger, comme la craie, et ils n'avaient pas échappé à Lamblardie (1).

Les rivières de la Haute Normandie, dit-il, escarpées du côté du Nord-Est, ont du côté Sud-Ouest un coteau en pente douce et très-allongée. Cela tient à ce que le coteau du Nord-Est, bien que battu par les pluies du Sud-Ouest, qui le frappent presque perpendiculairement, est ensuite desséché et consolidé par le soleil, tandis que le côté du Sud-Ouest ne recevant point ou presque point le soleil, conserve une grande humidité qui le rend facile à être attaqué et délayé par le choc oblique des pluies. Il en résulte que les rivières qui coulent au fond de ces vallées tendent constamment à élargir, du côté du Nord-Est, leur lit qui est au contraire comblé et rétréci du côté du Sud-Ouest par les alluvions.

« En résumé, dans toutes les vallées de la Haute Normandie, dont
 « la direction est perpendiculaire, ou à peu près, à celle des vents
 « pluvieux, la pente de la montagne exposée à ces vents est tou-
 « jours beaucoup plus rapide que l'autre. De plus, les rivières ont
 « leur cours au pied des montagnes les plus rapides et leur lit est
 « plus profond de ce côté que de l'autre. »

(1) De Lamblardie. *Mémoire sur les côtes de la Haute Normandie*, 1782, p. 12.

Il est d'ailleurs facile de comprendre que l'atmosphère produit aussi des effets d'érosion sur les falaises qui bordent la mer. Cette érosion est variable avec la nature des falaises, avec leur exposition aux vents qui amènent la pluie, et en un mot avec le climat ; de plus, elle a lieu sur une grande échelle et elle est très-active.

Érosion inégale sur les deux rives produite par la rotation de la terre.

Le mouvement de rotation de la terre est une autre cause continue, devenant quelquefois très-puissante, qui produit surtout une érosion inégale sur les deux rives d'une rivière.

Observons, en effet, que la vitesse de rotation de la terre s'accroît successivement des pôles vers l'équateur. Or, de l'eau coulant à la surface de l'hémisphère Nord et se dirigeant du pôle vers l'équateur, se trouve transportée dans des latitudes animées d'une vitesse de plus en plus grande ; elle ne suivra donc pas le mouvement des parties solides sur lesquelles elle sera en retard ; en sorte qu'elle tendra à dévier vers l'Ouest, c'est-à-dire vers sa droite.

D'un autre côté, une rivière se dirigeant de l'équateur vers le pôle dans l'hémisphère Nord, est animée d'une vitesse de rotation supérieure à celle des latitudes qu'elle traverse, par suite elle devra dévier vers l'Est ou encore vers sa droite.

Par la même raison, une rivière coulant dans l'hémisphère Sud et se dirigeant du pôle vers l'équateur ou bien de l'équateur vers le pôle, serait au contraire déviée vers sa gauche.

C'est du reste ce qu'Herschel a montré par l'expérience en faisant couler un liquide à la surface d'un globe auquel il avait donné un mouvement de rotation rapide.

Il est vraisemblable que les rivières de la Haute Normandie doivent au moins en partie la forme escarpée de leur rive droite à l'influence du mouvement de rotation de la terre. Maintenant, parmi les fleuves de France pour lesquels la loi de la déviation se vérifie, l'on peut citer la Loire, la Seine, la Garonne ; ils tendent à corroder leur rive droite qui est généralement la plus abrupte, et ils empiètent sans cesse sur cette rive

Du reste, c'est particulièrement pendant les très-grandes crues que l'érosion due à la rotation de la terre tend à s'exercer. Elle devait notamment être très-énergique pendant les crues diluviennes qui ont charrié les immenses dépôts meubles constituant le terrain de transport dans lequel coulent les rivières actuelles.

Dans les Pyrénées, comme le remarque M. Leymerie, les gaves qui rayonnent du plateau du Lannemezan coulent tous dans d'anciennes vallées d'érosion ; tandis que ces vallées sont dominées à l'Est par de hauts escarpements rongés à leur base, elles présentent au contraire à l'Ouest des pentes d'un accès facile et elles sont formées par des débris (1).

b. — Transport.

Si l'on considère une surface placée dans un cours d'eau, la pression spécialement due à la vitesse de ce dernier varie proportionnellement : 1° à la section transversale du filet liquide ; 2° au carré de sa vitesse relative ; 3° au cosinus de l'angle que cette vitesse fait avec la normale à l'élément de surface (2).

D'après cela, la force de transport d'un cours d'eau augmentera rapidement avec sa vitesse ; elle sera grande dans les montagnes et vers la source des fleuves, tandis qu'elle diminuera beaucoup dans la plaine et dans leur partie moyenne, et qu'elle deviendra encore plus petite vers leur embouchure.

La distance à laquelle les débris peuvent être transportés dépend non-seulement de la vitesse de l'eau, mais encore de leur volume, de leur forme et de leur densité. On conçoit d'ailleurs qu'un triage naturel tende à s'opérer entre ces débris.

Vitesses pour lesquelles l'eau dégrade les différentes roches.

Des expériences ont été faites dans le but de déterminer les vitesses *minima* pour lesquelles l'eau commence à dégrader le fond sur

(1) Babinet, de Tessan. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. — E. Reclus. *La terre*, tome I.

(2) Bresse. *Appendice au cours de mécanique appliquée*, 200.

lequel elle coule. On comprend que ces vitesses doivent être variables avec la nature de la roche qui forme le fond. Etant exprimées en mètres pour une seconde, elles sont données par le tableau suivant :

<i>Roches du fond.</i>	<i>Vitesses.</i>
Vases	0 ^m ,08
Argiles.	0 ,15
Sables.	0 ,30
Graviers	0 ,60
Galets de 0 ^m ,03	0 ,70
Pierres anguleuses atteignant plusieurs centimètres	} 1 ,20
Roches tendres (schistes)	1 ,50
Roches agglomérées	3 ,00

Toutes choses égales, le volume des débris transportés augmente avec la vitesse.

Des galets et des cailloux se déposent dans les endroits où le courant est très-rapide; du gravier ou du sable dans ceux où il l'est moins; de la vase ou du limon dans ceux où il est le plus lent.

Dans certains torrents dont la vitesse est supérieure à 3^m, le fond est formé par de la roche ou par de gros blocs enchevêtrés.

Matières en suspension dans les eaux.

Tandis que les débris grossiers charriés par une rivière s'éparpillent pour la plupart le long de son cours, les débris très-fins, qui sont plus légers, restent au contraire en suspension dans ses eaux et flottent jusqu'à la mer. Leur proportion est d'autant plus grande que la rivière est plus rapide à son embouchure.

Pendant les crues, la vitesse de l'eau augmente en même temps que son volume; et alors les débris qui sont entraînés peuvent atteindre des dimensions exceptionnelles.

La quantité des débris transportés par un fleuve dépend d'une foule de circonstances très-complexes, notamment du régime des eaux et de la nature de son bassin hydrographique : lorsqu'on veut la déterminer avec précision, il faut des expériences poursuivies au moins pendant une année entière; alors on mesure chaque jour le

volume d'eau débité par le fleuve et la quantité de limon qu'il tient en suspension.

Pour le Rhône, d'après M. Surell, cette quantité est de. 0^{millième},059 à Lyon, et de... 0^{mm},4 dans le delta du fleuve. Du reste, elle est essentiellement réglée par le volume d'eau; car, dans le delta, par exemple, tandis qu'elle se réduit à... 0^{mm},143 pendant l'étiage, elle s'élève à... 4^{mm},347 pendant les grandes crues; par conséquent, elle augmente beaucoup avec le volume des eaux.

Pour la Gironde, la proportion des sédiments tenus en suspension est de... 0^{mm},279, le débit étant de 867 mètres cubes par seconde; le maximum s'est élevé à... 4^{mm},179.

Pour le Rhin, à Kehl, d'après MM. Daubrée et Ledru, les sédiments varient de... 1 millième à... 0^{millième},005 du poids de l'eau, et ils représentent pour toute l'année un cube de 104 mètres de côté.

Suivant M. Comoy, pendant les crues de la Loire, le limon est en moyenne de... 0^{millième},300 à Feurs, de... 0^{millième},210 à Nevers ainsi qu'à Tours, et seulement de... 0^{millième},150, à Nantes; il diminue donc en descendant.

Le limon transporté par la Seine peut atteindre... 1^{mm},4 à l'époque des crues; toutefois, dans les eaux les plus troubles de la Seine maritime il n'a pas dépassé... 2 millièmes.

Quant aux rivières torrentielles comme l'Aude, la Durance, le Var, elles contiennent dans leurs crues, non-seulement plusieurs millièmes de substances terreuses, mais quelquefois plus de 1 centième.

Dans les torrents il y en a du reste une proportion beaucoup plus grande.

— La nature du limon qui flotte dans les eaux d'une rivière doit nécessairement dépendre des roches qui constituent son bassin hydrographique.

M. Mangon a fait l'analyse des limons de la Loire et de la Gironde dans lesquels il a trouvé :

	<i>Loire.</i>	<i>Gironde.</i>
Matières organiques et eau combinée.	8,39	9,31
Sels solubles	0,22	0,20
Carbonate de chaux avec magnésie	4,75	6,61
Silice et argile insoluble dans l'acide	74,39	70,22
Alumine et oxyde de fer.	12,05	13,66

Pour la Seine, le limon¹ puisé au pont d'Ivry contient, d'après M. Poggiale :

Matières organiques... 3,39 ; résidu siliceux... 35,60 ; carbonate de chaux avec un peu de magnésie... 60,31.

Pour le Doubs, dont le bassin est entièrement calcaire, M. Parandier a constaté que le limon renferme au moins 30 0/0 de débris organiques fortement azotés et 70 0/0 de substances minérales. Ces dernières sont formées d'argile, de sable et de carbonate de chaux (1).

Le carbonate de chaux était d'ailleurs compris entre 3 et 21 pour 100. Il importe en outre d'observer qu'il variait en sens inverse du sable ; car à 69 pour 100 de sable correspondait seulement 3,80 de carbonate ; tandis qu'avec 11,4 de sable, il y en avait 20. Autrement dit, le limon du Doubs est d'autant plus riche en carbonate de chaux qu'il contient moins de sable.

L'analyse de dépôts limoneux pris sur les bords de la Seine et de la Marne, m'a conduit aux mêmes résultats et le carbonate de chaux tend généralement à augmenter à mesure que le grain du dépôt limoneux diminue.

En définitive, le limon d'une rivière est formé de substances minérales mélangées à des matières organiques : ces substances sont surtout l'argile, la silice en parcelles microscopiques, le carbonate de chaux ; maintenant, la proportion de chacune d'elles dans le limon dépend essentiellement et de la répartition dans le bassin hydrographique des roches qui la fournissent par leur destruction.

Marche des sables et des gros débris.

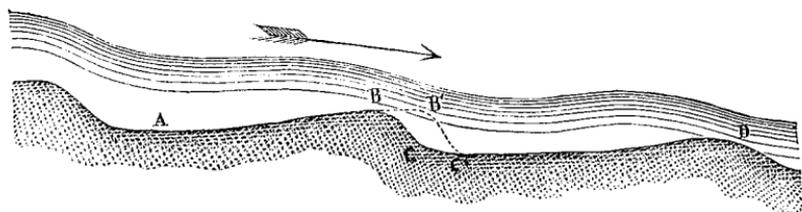
Indépendamment du limon qui flotte dans ses eaux, une rivière entraîne non-seulement du sable et du gravier, mais quelquefois encore de gros cailloux. Faisant rouler peu à peu le sable sur le fond de son lit, surtout pendant les époques de crues, elle finit par le transporter jusqu'à la mer.

Pour apprécier comment s'opère cette marche des sables, il suffit d'observer le fond d'une rivière, et c'est en particulier ce que M. Comoy a fait pour la Loire.

(1) *Annales des Ponts et Chaussées*, 1869, 274.

Ce fond, qui est mobile, ne présente pas une surface régulière dressée suivant la pente moyenne, mais au contraire une suite des parties profondes séparées par des bourrelets ou par des hauts-fonds.

Le croquis ci-joint en montre la disposition.



Le sable entraîné par le courant s'avance de A vers le haut-fond B en s'élevant sur AB qui est très-peu incliné ; arrivé en B, il roule sur le talus BC qui est à peu près incliné à 35° et il tombe dans la partie profonde C, dans laquelle son mouvement est pendant quelque temps interrompu ; par suite, un nouveau talus B'C' se produit en aval du premier.

On peut remarquer que dans le fond d'une rivière le sable prend, sous l'action de l'eau, une forme ondulée tout à fait analogue à celle qui lui est donnée par le vent dans les dunes. De plus, son mode de progression est aussi le même.

Des observations faites chaque jour sur le mouvement du sable de la Loire ont montré qu'entre Briare et les Ponts de Cé, ses vitesses moyennes étaient de $2^m,24$ en été et de 9 mètres en hiver. M. Comoy estime son parcours à 2055 mètres pendant une année entière.

Le sable chemine avec une vitesse qui augmente beaucoup avec la hauteur des eaux du fleuve ; toutefois il est entraîné même pendant l'étiage.

L'on conçoit d'ailleurs que pendant les crues, le gravier sera aussi entraîné vers l'aval. En outre, les tourbillons engendrés par les crues pourront déplacer des cailloux et des galets. Pendant une de ses inondations, la Loire a, en effet, transporté dans la partie moyenne de son cours, des blocs de pierres dont le poids dépassait 15 kilogr.

Dans leur mouvement, tous ces débris s'atténuent, du reste, par l'usure.

— Si l'on considère l'eau à l'état de glace, elle opère également des phénomènes de transport ; car les glaçons que les rivières charrient pendant l'hiver enchâssent des débris qu'ils déposent à mesure que s'opère leur fonte, en sorte que d'année en année, ils peuvent aussi les apporter jusqu'à la mer.

Maintenant, lorsque les rivières prennent leur source dans la région des neiges éternelles, les glaciers leur fournissent sans cesse des débris dont les plus volumineux s'accumulent dans les montagnes sous forme de moraines.

— En résumé, quand de gros débris se trouvent en plaine dans le lit des rivières, à moins de crues exceptionnelles, ils ne sont généralement pas déplacés. Les sables et les graviers peuvent au contraire rouler sur le fond ; dans leur marche, ils s'usent peu à peu, par cassure et par frottement, et, de même que les limons, ils finissent à la longue par être entraînés jusqu'à l'embouchure.

Action générale des rivières sur leur lit.

Les rivières produisent sans cesse des phénomènes d'érosion et de transport ; mais nous observerons, avec M. Sc. Gras, qu'elles ne peuvent modifier leur lit que de trois manières (1).

« Dans la première, la différence entre les matières déposées par les crues excessives et celles qui sont enlevées par les crues modérées est *positive*. Il se fait alors un exhaussement dont les progrès sont continuels. L'attérissement qui en est le résultat, a reçu depuis longtemps le nom de *lit de déjection*. Dans la seconde, la différence entre les additions et les soustractions de matières est *nulle*. Par suite de cet équilibre, il n'y a en définitive ni exhaussement, ni affouillement. On appelle *lit permanent*, la partie des cours d'eau où les choses se passent ainsi.

« Dans la troisième, les crues affouillantes l'emportent sur celles qui déposent. Lorsque cela arrive, il y a, quant à l'accumulation des alluvions, un résultat *négatif* ; le terrain, au lieu de s'exhausser,

(1) *Géologie du département de Vaucluse*, 275.

se creuse sans cesse. Ce cas s'observe assez souvent dans les lieux élevés où les torrents prennent leur source ; il se réalise toutes les fois que les eaux ne coulent pas habituellement sur le gravier, mais sur une roche nue : on a alors un *lit d'érosion*. »

D'après M. Dausse, il y a équilibre entre la résistance au mouvement de la part des matériaux qui constituent le lit d'une rivière, en sorte que lorsqu'on accroît la vitesse du courant, comme il arrive lorsqu'on la resserre au moyen de digues, la rivière réduit sa pente (1).

Si l'on considère spécialement le thalweg d'une rivière, il est essentiellement variable ; il serpente au fond du lit, s'approchant tantôt d'une rive tantôt de l'autre.

Dans les rivières à marée, il n'est d'ailleurs pas le même pour le flot que pour le jusant (2).

Influence du régime.

Il convient d'observer que le régime d'une rivière exerce la plus grande influence sur les effets d'érosion et de transport qu'elle produit.

Ce régime dépend du climat, mais aussi des caractères physiques des roches formant le bassin hydrographique ; plus elles seront friables et faciles à délayer ou à désagréger, plus leur érosion sera rapide. Ainsi, une rivière coulant dans le sable ou dans l'argile meuble sera très-sujette à dégrader son lit.

Ajoutons que la perméabilité ou l'imperméabilité d'un bassin hydrographique exercent également beaucoup d'influence sur les effets des rivières. Ces propriétés règlent même la distribution et le régime des cours d'eau (3). Ainsi, dans les terrains perméables, les cours d'eau sont rares, tranquilles, presque sans affluents ; et de plus ils ont un régime égal. La Champagne pouilleuse en offre des exemples.

Au contraire, dans les terrains imperméables, les cours d'eau de-

(1) Comptes rendus des séances de l'Académie, 1862 ; LV, 906.

(2) *Des courants de marée sur le littoral de la Belgique*, par M. Stessel, lieutenant de vaisseau.

(3) Mémoires publiés sur les eaux de Paris, par M. le baron Haussmann, préfet de la Seine et par M. l'ingénieur en chef Belgrand.

viennent très-nombreux ; ils serpentent en tout sens et se montrent au fond de chaque vallée ; en outre, ils sont torrentiels et par conséquent plus aptes à dégrader leur lit. Tels sont les cours d'eau qui, dans le Morvan et dans la Bretagne, coulent sur le granite ou sur le schiste.

La puissance d'érosion et de transport augmentera surtout avec la pente de la rivière ; elle sera donc beaucoup plus grande dans une région montagneuse que dans la plaine, vers la source qu'à l'embouchure. D'un autre côté, la masse des eaux étant plus considérable vers l'embouchure d'une rivière, l'épaisseur du dépôt y devient généralement très-grande.

Quoiqu'il en soit, dans les régions montagneuses, les cours d'eau sont à la fois rapides et très-nombreux, par suite ils transportent des débris plus gros ; souvent même ils les accumulent aussi sur une grande épaisseur.

L'étude des terrains antérieurs à l'époque actuelle montre surtout très-bien qu'au pied de montagnes abruptes, comme les Pyrénées et les Alpes, il s'est formé de puissants dépôts, à gros éléments, qui ont donné lieu à des poudingues et à des conglomérats. Ces faits s'observent d'ailleurs pour les dépôts engendrés soit par les eaux douces, soit par la mer.

Crues.

Les crues des rivières produisent des effets exceptionnels d'érosion et de transport ; ce sont des chasses naturelles qui opèrent des déblais ou des remblais considérables, en sorte qu'il est bon d'indiquer les limites auxquelles elles peuvent atteindre.

La hauteur à laquelle l'eau s'élève au-dessus de l'étiage varie beaucoup dans des rivières voisines ; elle varie aussi dans une même rivière et généralement elle est bien plus grande dans la montagne que dans la plaine.

Si nous prenons comme exemple nos fleuves de France, les crues atteignent pour le Rhône... 3^m,5 à Lyon et... 7^m,8 à Avignon ; pour le Rhin... 4 mètres à Kehl ; pour la Vienne... 5^m,4

à Chatellerault ; pour la Loire . . . 5 mètres à Nevers, . . . 5^m,5 à Digoin, . . . 7 mètres à Roanne ; pour la Meuse, à Mézières, . . . 6 mètres ; pour la Seine, à Paris environ . . . 8^m,8 ; pour la Garonne, . . . 7 mètres à Bordeaux et à Toulouse et plus de . . . 13 mètres à Langon ; pour la Saône, à Lyon, elles s'élèvent à . . . 10 mètres ; enfin, pour l'Ardèche, à Gournier, elles ont dépassé . . . 21 mètres pendant l'inondation de 1827.

— D'après des observations faites sur la Loire par M. Comoy, la vitesse de propagation des crues de ce fleuve peut dépasser 10 kilomètres à l'heure dans la partie montagneuse de son cours, mais elle se réduit à quelques kilomètres ou même à un kilomètre dans la plaine. Toutes choses égales, cette vitesse de propagation varie dans le même sens que la pente et que la hauteur de l'eau dans le fleuve et en sens contraire de la largeur de son lit.

Du reste, les crues des affluents sont presque toujours en avance sur celles de la Loire.

— En ce qui concerne la quantité de limon contenue dans les eaux de la Loire pendant les crues, elle est à peu près 2 fois plus grande à Feurs dans sa partie supérieure qu'à Nantes dans sa partie inférieure. De plus, la quantité moyenne de limon sur toute la hauteur de l'eau étant représentée par 1, celle qu'on trouve dans le fond du fleuve est 1,4, celle à moitié de la hauteur 1 et celle de la surface 0,9.

— Il est facile de comprendre que les crues dépendent du climat, de l'accumulation des pluies ou de la fonte subite des neiges. De plus, elles sont en relation avec le relief et avec la nature du bassin hydrographique.

Elles deviennent surtout redoutables, lorsque le bassin est formé de roches imperméables, lorsqu'il présente une forte pente, lorsqu'en pays de montagne plusieurs cours d'eau se réunissent en amont d'un défilé étroit.

Au contraire, les crues restent faibles lorsque le bassin hydrographique est large et perméable ; c'est particulièrement ce qui a lieu vers la partie inférieure du cours des fleuves et en général dans les pays de plaine.

Aux époques antérieures, les rivières se sont certainement élevées bien au-dessus de leurs limites actuelles ; leurs crues ont alors produit des effets d'érosion et de transport qui sont encore très-visibles et de beaucoup supérieurs à ceux de notre époque ; leur étude rentre d'ailleurs dans le domaine de la géologie.

CHAPITRE V

e. — Composition minéralogique des dépôts des rivières.

Comme les rivières déversent dans la mer leurs eaux et en même temps tous les débris qu'elles transportent, ces derniers doivent nécessairement se retrouver dans les dépôts marins, surtout dans ceux du littoral. Si l'on veut se rendre compte de l'origine des dépôts marins des côtes de France, il est donc nécessaire d'étudier la composition minéralogique des dépôts fluviaux formés par nos principales rivières, et c'est le sujet qui va d'abord nous occuper.

Dépôts des glaciers.

Lorsqu'on remonte jusque dans les hautes régions occupées par des neiges éternelles, on y trouve les glaciers qui fournissent aux rivières des débris sur la composition desquels il convient de dire d'abord quelques mots.

Au lieu d'être complètement arrondis comme dans les rivières, ces débris conservent des angles vifs ou à peine émoussés. De plus, ils portent des stries qui sont dirigées dans différents sens et tout à fait caractéristiques.

Leur examen minéralogique montre de suite qu'ils ont été fournis par le bassin auquel appartient le glacier. J'ai constaté, par exemple, que la boue graveleuse produite par un glacier, se trouvant dans un bassin sans calcaire, comme celui du Montant-Vert près Chamouny, ne fait pas sensiblement effervescence, tandis qu'à l'extrémité du glacier supérieur de Grindelwald qui est en partie encaissé dans des calcaires jurassiques, la boue noirâtre déposée par la Lutchine noire donne une forte effervescence et contient environ 10 pour cent de carbonate de chaux. Bref, que les débris apportés par un glacier soient microscopiques, ou de grandes dimensions, leur examen mi-

néralogique fait voir qu'ils proviennent des roches qui forment son bassin et entre lesquelles il est encaissé.

Maintenant si l'on considère les dépôts formés par d'anciens glaciers, ils renferment quelquefois d'autres roches que celles du bassin hydrographique dans lequel ils s'observent actuellement ; car ils peuvent provenir de glaciers qui avaient une étendue assez grande pour recouvrir à la fois plusieurs bassins hydrographiques.

Variations dans les dépôts des rivières.

Observons maintenant que les dépôts des rivières sur un même point de leur lit ou de leurs bords sont sujets à des variations ; car ils dépendent de la vitesse des eaux, et par suite ils ne seront pas les mêmes aux époques d'étiage ou d'inondation.

D'un autre côté, ils dépendent aussi des modifications que la rivière apporte sans cesse à son régime en corrodant elle-même son lit ; ces modifications changent la vitesse de ses eaux et par cela même la nature des débris transportés par elle.

En outre, les crues des affluents d'une rivière dont le bassin est étendu n'ont pas toujours lieu simultanément et, de plus, elles ne sont pas dans le même rapport ; par suite le mélange résultant des débris fournis par chacun d'eux ne reste pas constant.

Il est d'ailleurs facile de constater des variations dans les dépôts formés par les rivières de l'époque actuelle, et il convient d'en citer quelques exemples.

LOZERAIN.

Aux pieds du Mont-Auxois, en Bourgogne, des travaux exécutés par ordre de Sa Majesté l'Empereur, ont amené la découverte des fossés qui furent creusés par César lorsqu'il faisait le siège de la ville gauloise d'Alize défendue par Vercingétorix. Ces fossés ont été remplis postérieurement par des dépôts bien distincts, montrant plusieurs couches horizontales. A leur partie inférieure, se trouve une marne argileuse brune qui contient plusieurs centièmes de carbonate de chaux, au plus 9 p. 0/0, d'après les échantillons que j'ai essayés ; elle laisse à la lévigation un résidu qui ne dépasse guère 15 p. 0/0

et qui consiste en sable jaune brunâtre mélangé de quelques grains de calcaire et de limonite.

Au-dessus de la marne qui résulte d'un dépôt vaseux formé par une eau tranquille, viennent des couches caillouteuses ; elles sont intercalées dans de la marne et les galets qui les composent atteignent plusieurs centimètres ; par suite, elles indiquent une eau vive et courante. Ces couches de vase et de cailloux ont sans doute été déposées par la rivière le Lozerain qui, introduite d'abord dans les fossés d'Alize comme moyen de défense, a fini par les combler complètement ; elles accusent visiblement différentes alternatives dans le régime des eaux qui remplissaient ces fossés.

MARNE.

Pour construire le canal du pont de Charenton près Paris, une tranchée de plusieurs mètres, a été exécutée récemment dans une petite île de la Marne. Cette île a été formée par la rivière elle-même et consiste en une marne brune qui, au premier abord, paraît homogène ; mais en l'examinant avec plus de soin, on y distingue trois nuances marquant des couches dont il m'a paru intéressant de déterminer la composition :

Couches déposées par la Marne.		Carbonate de chaux.	Résidu insoluble dans l'acide.	Résidu de la lévigation.
I	pris à 0 ^m ,50 du sol	34,7	57,7	21
II	id. 1 ^m ,20	36,3	53,0	14
III	id. 2 ^m ,40	48,1	40,7	24

Ces trois couches renferment des débris de mollusques et d'animaux actuellement vivants, et elles appartiennent aux alluvions modernes de la Marne.

Pour chacune d'elles, le résidu de la lévigation est un sable quartzueux, gris-brunâtre, très-fin, contenant quelques fragments de coquilles lacustres et des traces de fer oxydulé magnétique ; toutefois, leur composition est assez variable, et l'on voit que le carbonate de chaux diminue dans celles qui sont les plus récentes.

GIRONDE.

Des variations dans les dépôts de la Gironde ont été observées par M. V. Raulin. Ainsi, à 150^m, en amont du pont de Bordeaux,

le dépôt le plus habituel est une vase gris-brunâtre et argilo-sableuse dans laquelle il y a de nombreuses paillettes de mica ; mais à la suite des crues du Lot, c'est, au contraire, une vase rougeâtre plus liquide que la précédente et contenant plus de carbonate de chaux.

PAYS-BAS.

Si nous considérons les dépôts que forment les rivières dans la zone maritime, ils présentent encore des variations analogues. C'est facile à reconnaître en comparant sur un même point, les dépôts provenant de niveaux différents ; prenons pour exemple l'Escaut et le Keete-Mastgat qui coulent au sud-ouest et au nord-ouest de l'île de Tholen, dans la Hollande.

		Carbonate de chaux.	
Escaut oriental.	{	A marée basse	5,6
		Dans les alluvions au S.-O. du polder de Stavenisse ; à 1 ^m de profondeur	8,6
		Dans les alluvions au S.-O. du polder de Stavenisse ; à la surface	18,4
Keete-Mastgat	{	A marée basse	1,7
		Dans les alluvions devant le polder Oud-Kempens- hofstede ; à 1 ^m de profondeur	11,6
		Dans les alluvions devant le polder Oud-Kempens- hofstede ; à la surface	6,9

Ces dépôts qui consistent en sable plus ou moins vaseux, ont, comme l'on voit, une composition assez variable ; leur proportion de carbonate de chaux est moindre dans le lit du fleuve que sur ses rives et dans les polders voisins. Ils résultent d'ailleurs de l'action combinée de la mer et du fleuve et les débris de coquilles qu'ils renferment sont même essentiellement marins.

Le dépôt d'une rivière coulant dans un bassin calcaire, n'est pas nécessairement riche en carbonate de chaux.

Lorsqu'un cours d'eau coule dans des roches argileuses, quartzueuses ou granitiques, le dépôt qu'il forme dans son lit ou sur ses bords est naturellement très-pauvre en carbonate de chaux, s'il n'en est même entièrement dépourvu ; il n'y a guère que les mollusques qui puissent lui en fournir une petite quantité, et alors ils le prennent dans l'eau elle-même dans laquelle il se trouve en dissolution.

On commettrait du reste une grave erreur, en admettant qu'un

dépôt renferme beaucoup de carbonate de chaux, dès qu'il provient d'un cours d'eau qui coule dans des roches calcaires.

Il sera facile de s'en convaincre, par les exemples que je vais citer :

Le Scardon est un petit cours d'eau qui se jette dans la Somme près d'Abbeville ; il est bien régulier et coule lentement au milieu de collines formées par un calcaire éminemment friable, la craie blanche. Il laisse déposer dans son lit une vase argileuse, dans laquelle j'ai trouvé moins de 2 pour 100 de carbonate de chaux. La terre végétale d'un pré tourbeux atteint par les inondations du Scardon n'en contient pas beaucoup plus. On voit donc que le carbonate de chaux enlevé par le Scardon aux collines crayeuses ne se concentre pas dans la vase qu'il dépose. Bien que ce cours d'eau ait une faible vitesse, sa vase est une argile très-légèrement marneuse qui se trouve mélangée de grains de quartz et de silice.

Au pied d'Alize-Sainte-Reine, en Bourgogne, deux petites rivières, le Loze et le Lozerain, coulent sur les marnes du lias et sont partout dominées par de hautes collines appartenant à l'oolite jurassique. En faisant l'essai d'une marne brune argileuse déposée au bord du Loze, j'ai constaté qu'elle ne contient pas plus de 13 pour 100 de carbonate de chaux. A la lévigation, elle se délaye presque entièrement, en laissant seulement pour résidu $1/2$ centième de têts calcaires fournis par des coquilles lacustres et $4,2$ d'un sable jaune-brunâtre, très-fin, mélangé de quelques grains de limonite.

Cependant, les dépôts de rivières appartenant à des bassins hydrographiques calcaires sont surtout riches en carbonate de chaux.

Ainsi, la vase recueillie dans la Touque, à 4 kilomètres de son embouchure, contient 30 de carbonate de chaux ; celle qui est déposée dans les environs de Paris par la Seine ou par la Marne peut en renfermer plus de 50 pour 100 ; mais cette proportion est déjà très-élevée pour un limon, lorsqu'il n'est pas mélangé de coquilles ou de débris calcaires. On l'obtient particulièrement quand le limon est fin et quand il résulte d'un dépôt lent.

Constatons, d'ailleurs, dès à présent, que des rivières coulant dans un bassin hydrographique partiellement formé de roches calcaires,

peuvent très-bien ne pas contenir de carbonate de chaux dans leur dépôt. C'est, par exemple, ce qui a lieu pour la Loire dans le bas de son cours et vers son embouchure.

Ce résultat paraît paradoxal au premier abord; cependant il s'explique simplement par la faible dureté du calcaire qui, étant roulé par un cours d'eau, s'use très-vite par le frottement.

Dépôts formés par quelques rivières de France.

Je vais indiquer maintenant la composition minéralogique des dépôts laissés par quelques fleuves ou rivières qui sillonnent le territoire de la France. Cet examen sera fait d'une manière très-sommaire et sur un petit nombre de points; toutefois, il suffira pour apprécier les différences que présentent les dépôts de nos principaux bassins hydrographiques.

Les rivières de France se déversant, les unes dans la Méditerranée et les autres dans l'Océan, il est naturel de les séparer en deux groupes.

(Voir dans l'appendice le tableau IV donnant les dépôts des rivières)

1^o Rivières se déversant dans la Méditerranée.

LEZ. — Le Lez, qui passe à Montpellier, coule dans un bassin éminemment calcaire qui est formé par les terrains jurassique, crétacé, miocène. A 400 mètres de son embouchure, dans la Méditerranée et au niveau de l'étang de Pezols, se dépose un sable grisâtre contenant plus de 60 de carbonate de chaux; on y distingue des coquilles marines et d'eau saumâtre, mais surtout un tuf calcaire dont la présence est accidentelle et qui provient sans doute de l'infiltration de sources. Il y a aussi des grains de quartz hyalin et du schiste rougeâtre.

Le sable de l'embouchure même du Lez est encore plus essentiellement marin et présente un tout autre caractère; il se compose de quartz hyalin qui est accompagné de 23 pour 100 de carbonate de chaux fourni par des coquilles marines; en outre, il contient un grand nombre de paillettes de mica vert foncé.

HÉRAULT. — L'Hérault qui prend sa source à la pointe sud du plateau central, comprend dans son bassin des roches appartenant à toute la série des terrains. A 600^m en amont de son embouchure, il dépose un sable graveleux, gris rougeâtre, formé de quartz hyalin, avec orthose blanc, feldspaths et débris granitiques, beaucoup de schiste argileux brun rougeâtre, du schiste micacé gris, du quartzite verdâtre, du grès et quelques lamelles de mica argenté. Le fer oxydulé s'y trouve en proportion assez notable, ce qui se conçoit facilement, puisqu'il y a des roches volcaniques dans le bassin hydrographique de l'Hérault. Le carbonate de chaux qui est seulement de 14 pour 100 provient surtout de calcaires marneux ou siliceux, car les débris de coquilles sont rares dans ce dépôt.

AUDE. — L'Aude reçoit un très-grand nombre d'affluents et serpente dans un bassin qui est essentiellement calcaire.

Cependant, du sable pris dans son lit, à 100^m en amont de son embouchure, contenait seulement 18 pour 100 de carbonate de chaux. On y distinguait beaucoup de quartz hyalin gris ou blanchâtre, du silex jaunâtre, du quartzite gris, du micaschiste vert, du schiste micacé en petites plaquettes arrondies et quelques grains d'un grès rouge ferrugineux.

Si l'Aude renferme une grande proportion de quartz et de schistes cristallins, il faut l'attribuer à ce que c'est une rivière ayant une pente assez forte qui entraîne beaucoup de débris arrachés aux parties supérieures de son bassin, particulièrement aux roches granitiques et schisteuses des monts St-Félix et des Corbières; par suite, ses débris calcaires s'usent rapidement, et dans le dépôt de l'embouchure, il en reste moins d'un cinquième.

VAR. — Le Var, comme l'indique l'étymologie latine *Varius* qu'on lui attribue, est une rivière torrentielle ayant un régime très-inégal.

Il est facile de s'en rendre compte, car, d'après M. de Villeneuve, son bassin comprend 3190 kilomètres carrés dont plus des 5/6 sont formés par un sol imperméable. En outre, cette rivière descend des sommets abruptes des Alpes, et sa pente est très-forte puisqu'elle

dépasse 5 millimètres par mètre au-dessus du confluent de l'Estéron (1).

Les dépôts du Var ont un grain très-inégal, ce qui s'explique aisément par l'irrégularité même de cette rivière.

Son bassin hydrographique s'étend sur des terrains granitiques, mais c'est seulement le long de son affluent, la Tinea, qui descend du haut des Alpes-Maritimes; la plus grande partie de son bassin est, au contraire, formée par des roches jurassiques, crétacées ou tertiaires qui sont éminemment calcaires. Ces différentes roches se retrouvent d'ailleurs dans les dépôts actuels du Var.

Voici, par exemple, les résultats donnés par le triage d'un gros gravier recueilli au milieu des galets et dans le lit de la rivière, entre son embouchure et Saint-Laurent.

Var près de l'embouchure.

Calcaire argileux, noir-bleuâtre.	39,2
Calcaire compacte gris, prenant aussi une couleur jaune ou brunâtre.	32,7
Calcaire blanc, saccharoïde	1,2
Dolomie blanche, compacte, en fragments	4,0
Grès gris jaunâtre et rougeâtre.	3,0
Grès argileux et argilite violacée	0,9
Quartz hyalin	0,4
Protogine et granite.	12,3
Porphyre quartzifère et débris feldspathiques	4,2
Diorite	2,1
	100,0

On voit que le gros gravier de l'embouchure du Var ne contient pas un cinquième de débris appartenant à des roches feldspathiques, les galets calcaires le constituent presque entièrement et il y a surtout une grande proportion de calcaire néocomien noir bleuâtre. L'échantillon qui a été trié renferme environ 77 pour 100 de carbonates.

En dosant les carbonates dans deux autres dépôts formés au même endroit que le précédent, mais d'un grain beaucoup moins gros, j'ai trouvé que l'un qui était graveleux en avait 35, et que l'autre qui était sableux en avait seulement 32; par conséquent, les carbonates diminuent rapidement avec la grosseur du grain.

(1) *Description minéralogique et géologique du Var*, 519.

Quoique le Var coule surtout dans des roches calcaires, les débris qu'il transporte deviennent essentiellement quartzeux et granitiques, dès que la trituration les a fait passer à l'état de sable; la proportion de calcaire qu'ils renferment alors se réduit même au tiers de leur poids.

La rive gauche du Var, du côté de Nice, est plate et sablonneuse, tandis que sa rive droite, du côté de Cannes, est éminemment caillouteuse; elle présente une plaine de cailloux roulés nommée la Crau-de-Cannes, laquelle est tout à fait analogue à celle qui se trouve à la jonction de la Durance avec le Rhône.

RHÔNE. — Le bassin du Rhône est extrêmement vaste, car il s'étend à la fois sur les versants des Alpes, des Vosges et du Plateau central. Les roches les plus variées s'y rencontrent et leurs débris concourent à former les alluvions du Rhône; toutefois la composition minéralogique de ces alluvions n'est pas aussi complexe qu'on serait d'abord tenté de le croire.

Les roches calcaires sont en grande partie détruites, malgré leur abondance sur le cours du fleuve; tandis que les débris quartzeux, micacés et feldspathiques résistent beaucoup mieux et dominent dans les dépôts grenus ou sableux.

Ainsi, la Saône, en amont de Lyon, traverse une vallée qui présente des calcaires jurassiques; cependant son sable est essentiellement formé de quartz hyalin, d'orthose rose, de micas, avec du gneiss et des débris granitiques. J'y ai trouvé environ 15 pour 100 de carbonate de chaux. Il y en a encore moins dans le gravier, et voici les résultats fournis par son triage :

Saône, à Lyon.

Quartz hyalin grisâtre, en grains généralement anguleux.	41,58
Granite à orthose rose	10,80
Orthose en lamelles.	6,68
Mica brun tombac et gris	0,83
Granite gris, gneiss, pegmatite	25,63
Débris porphyriques et pétrosiliceux de couleur noirâtre ou gris-verdâtre	3,33
Silex noir carié.	3,95
Calcaire blanchâtre et brunâtre	7,20
	<hr/>
	100,00

Le Rhône donne un dépôt qui, près de Lyon, renferme plus de car-

bonate de chaux que la Saône, et ce résultat s'explique bien en observant que depuis sa sortie du lac de Genève, il traverse une vallée très-sinueuse qui est surtout creusée dans des calcaires jurassiques. Les débris calcaires qu'il entraîne sont des galets arrondis ; ils sont accompagnés par du quartz hyalin, du feldspath orthose, blanc, en petites lamelles, du mica vert noirâtre. Au confluent du Rhône et de la Saône, à la Mulatière, et au centre de Lyon, le dépôt est un sable gris piqueté de noir qui contient environ 30 pour 100 de carbonate de chaux.

La Durance, l'un des principaux affluents du Rhône, coule presque partout sur des calcaires ; et dans son limon, à Mérindol, M. Hervé-Mangon indique 40 pour 100 de carbonate de chaux (1). D'après M. Scipion Gras, il n'y en a pas moins dans l'étendue du département de Vaucluse ; à l'Ouest d'Orange, le limon fin déposé par le Rhône en contient même une plus grande proportion (2).

La pente moyenne du Rhône entre Lyon et la mer est de 0^m^m,54 ; mais elle se réduit à 0^m^m,038 au-dessus d'Arles. Sa vitesse est de 1^m,20 par seconde à Avignon. Dans les crues, elle peut atteindre 4 mètres.

Aux embouchures du Rhône, le dépôt qui se forme présente surtout des quartzites avec des débris de granite et de schistes cristallins. Les quartzites doivent spécialement provenir des Alpes ; ils sont apportés par le Rhône lui-même, ainsi que par l'Isère et la Durance, les deux affluents principaux de sa rive gauche. D'un autre côté, les affluents de la rive droite du Rhône qui descendent des montagnes de l'Ardèche et du massif du Mezenc introduisent nécessairement dans son dépôt les granites et les schistes cristallins du plateau central avec quelques roches volcaniques.

2^o Rivières se deversant dans l'Océan.

ORNE. — Parmi les rivières qui jettent leurs eaux dans l'Océan, nous mentionnerons d'abord l'Orne. Cette rivière coule dans un bassin essentiellement formé par des calcaires jurassiques, mais qui, dans sa

(1) *Comptes rendus* ; Décembre 1863.

(2) *Description géologique du département de Vaucluse*, 230.

partie supérieure, présente aussi des roches schisteuses et granitiques.

A Caen, elle dépose une vase qui a été analysée par M. Isidore Pierre (1). C'est un mélange de marne avec un sable siliceux très-fin, renfermant quelques grains feldspathiques et des paillettes de mica. Desséchée à l'étuve, elle contient 32 à 37 de carbonate de chaux. Sa proportion de matières organiques varie de 4 à 7 pour 100, et on y trouve 3 millièmes d'azote ainsi que des phosphates. Du reste, cette vase ne diffère pas essentiellement de la tangué fine et un peu bourbeuse qui se dépose plus bas vers l'embouchure de l'Orne.

SOMME. — Le bassin de la Somme étant crétacé, les alluvions qui ont été déposées sur ses rives doivent nécessairement renfermer du carbonate de chaux.

C'est en particulier ce qui a été bien constaté au-dessous d'Amiens dans la partie inférieure du cours de cette rivière; car, entre Mautort près d'Abbeville et Saint-Valery à l'embouchure, les alluvions qui bordent la Somme contiennent plus de 13 pour cent de carbonate de chaux (2).

MOSELLE. — La Moselle comprend dans son bassin hydrographique des roches très-variées qui sont éruptives, métamorphiques et sédimentaires. Dans les environs de Metz, ses alluvions contiennent encore en grande abondance les débris quartzeux ou granitiques provenant des montagnes des Vosges dans lesquelles elle prend sa source. M. Daubrée qui s'est occupé de leur examen, y a reconnu de plus du zircon en petits cristaux et même de l'or en paillettes microscopiques (3).

DORDOGNE. — Les cailloux formant les berges et le lit de la Dordogne viennent d'être examinés par M. Ch. Des Moulins qui les a soumis à un triage, conformément à la méthode que j'ai employée

(1) *Recherches analytiques sur les vases accumulées dans l'Orne*; Société d'agriculture et de commerce de Caen, 1858.

(2) *Recherches pour la carte agronomique de la Somme*, faites par M. Thuillier et par une Commission départementale.

(3) *Bulletin de la Société géologique*; 2^{me} série, tome VIII.

moi-même. Opérant sur des cailloux dont les dimensions variaient de 10 à 60 millimètres et qui avaient été pris à 230 kilomètres de la source de cette rivière, il y a distingué les roches suivantes :

Dordogne.

Quartz divers	23,6
Silex de la craie et meulière	6,2
Grès ferrugineux	1,3
Micaschiste	7,0
Phtanite	0,1
Granite et gneiss parfois kaolinisés	41,7
Pegmatite	2,5
Protogine	0,1
Syénite	0,4
Porphyres	1,9
Amphibolite	0,3
Trachytes, basaltes, phonolites	14,7
Calcaires	0,2
	100,0

La Dordogne prend sa source au Pic de Sancy, et les parties supérieures de son bassin hydrographique sont essentiellement granitiques et volcaniques. D'après les nombres donnant la proportion de chaque roche, l'on voit que les roches siliceuses dominent de beaucoup dans la Dordogne ; elles sont formées tantôt par du quartz ou par de la silice pure, tantôt par du quartz associé à d'autres minéraux et provenant du granite, du gneiss, du micaschiste.

Les roches volcaniques qui sont généralement assez friables, ont été en partie détruites par la trituration ; cependant elles sont encore assez abondantes dans la Dordogne et du péridot se retrouve même jusque dans la Gironde. Comme le calcaire est tendre, l'on conçoit d'ailleurs qu'il ait presque entièrement disparu.

Ces dépôts graveleux remontent à une époque pendant laquelle la Dordogne avait un régime torrentiel et même diluvien. Quant aux alluvions actuelles, M. Ch. Des Moulins observe qu'elles résultent du remaniement des dépôts antérieurs : en outre, elles renferment des calcaires éocènes d'eau douce qui sont plus ou moins siliceux et surtout des débris qui sont tombés des falaises crayeuses du Périgord dans lesquelles la rivière est encaissée.

ESCAUT. — L'Escaut coule dans un bassin qui, en France, est essentiellement formé par la craie blanche, et en Belgique par des sables appartenant au terrain tertiaire éocène ou pliocène.

Dans toute la région maritime, le lit de ce fleuve présente un dépôt qui est généralement sableux; ainsi, à Anvers, c'est un sable gris, à grain fin, piqueté de noir et contenant des débris de coquilles avec des plantes marines. Il est presque entièrement composé de quartz hyalin, bien roulé, avec un peu de glauconie vert-noirâtre qui s'est quelquefois moulée dans le têt de foraminifères. On y observe aussi de menus fragments de silex gris, du quartzite noirâtre, des paillettes de mica blanc. Son carbonate de chaux est seulement de quelques centièmes; il est spécialement fourni par les coquilles marines, car on ne voit pas de grains provenant de roches calcaires.

Le port d'Anvers est l'un des plus importants de l'Europe; par tous les temps, il demeure accessible aux grands navires; mais depuis quelques années, il se forme vis-à-vis Santvliet, à 23 kilomètres en aval d'Anvers, un banc de sable qui commence à gêner notablement la navigation et qui tend malheureusement à augmenter. La composition minéralogique de ce dépôt de Santvliet est celle qui vient d'être indiquée et son carbonate de chaux reste inférieur à 6 pour 100.

Au sud-ouest de l'île de Tholen, un sable graveleux, brun grisâtre, pris sur la rive droite de l'Escaut oriental, a donné 18 pour 100 de carbonate de chaux; il contient d'ailleurs beaucoup de coquilles marines.

En descendant le cours du fleuve jusqu'à la mer, on trouve des dépôts qui restent sableux. Leur proportion de carbonate de chaux est assez variable; elle dépend, en effet, de la quantité des coquilles marines et ne dépasse cependant pas plusieurs centièmes dans le lit du fleuve; elle se réduit même à 2 centièmes à l'embouchure de l'Escaut oriental.

Une terre brune, argilo-sableuse, déposée par les inondations de l'Escaut et que j'ai prise dans une prairie à côté du nouveau bassin d'Anvers, renfermait environ 5 pour 100 de carbonate de chaux, bien qu'on n'y distinguât pas de fragments de coquilles.

C'est le sol éminemment sableux de la Belgique qui fournit surtout le quartz des alluvions de l'Escaut ; quant à la glauconie elle provient vraisemblablement du sable éocène. Nous verrons du reste que sur les côtes des Pays-Bas le dépôt sablo-marneux formé par la mer présente à peu près les mêmes caractères minéralogiques.

MEUSE. — La Meuse, qui prend sa source sur les flancs des Vosges, traverse d'abord les terrains jurassiques, puis les roches anciennes des Ardennes et le sol sableux des Pays-Bas. A Maestricht le dépôt consiste en sable ou en marne sableuse brun-jaunâtre ; sa proportion de carbonate de chaux n'est guère que de 6 pour 100.

En tamisant le sable pris dans le lit de la rivière et en le soumettant au triage, j'ai trouvé qu'il est presque entièrement composé de roches quartzieuses et schisteuses qui ont été arrachées aux Ardennes.

Meuse à Maestricht.

Quartz hyalin gris, quelquefois verdâtre ou rougeâtre.	41,4
Grès grisâtre ou blanchâtre ; quartzite imprégné de quartz et contenant de petites paillettes de mica	33,6
Silex grisâtre ou jaunâtre, en débris anguleux	7,1
Schiste grisâtre plus ou moins quartzieux	5,9
Id. noirâtre avec un peu de houille	4,9
Calcaires et substances solubles dans l'acide chlorhydrique faible.	7,1

100,0

Dans la partie de son cours où elle est sujette aux marées, la Meuse donne des dépôts sableux ou argileux qui ressemblent assez à ceux de l'Escaut. Ainsi, à Gorcum, Dordrecht, Willemsdorp, les sables sont très-quartzieux, gris ou brunâtres, avec paillettes de mica. Dans mes essais, la proportion de carbonate de chaux de tous ces dépôts n'a pas dépassé 8 pour 100 ; elle s'est même réduite à quelques centièmes vers Brouwershaven, c'est-à-dire en s'approchant de la mer du Nord.

Si l'on considère spécialement les argiles modernes qui, dans la Zélande et vers les embouchures de la Meuse ou de l'Escaut, forment les polders de la Hollande, elles sont grises ou verdâtres et plus ou moins sableuses. Traitées par l'acide, elles donnent souvent une odeur d'hydrogène sulfuré. Elles renferment, d'ailleurs, peu de

carbonate de chaux, dont la proportion reste généralement inférieure à 10 p. 100.

GIRONDE. — La-Garonne, qui opère le drainage de presque tout le versant nord des Pyrénées et du versant sud-ouest du Plateau-Central, se déverse dans l'Océan par un golfe très-allongé, la Gironde. Ses dépôts, même dans la partie maritime de son cours, présentent d'assez grandes variations, comme j'ai pu le constater en examinant des échantillons mis à ma disposition par M. V. Raulin.

A 150 mètres en amont du pont de Bordeaux, la vase qui se dépose est gris-brunâtre, micacée et légèrement marneuse ; mais lorsque le Lot éprouve de grandes crues, elle devient gris-rougeâtre ; elle est plus fine, plus ocreuse et elle contient environ deux fois plus de carbonate de chaux. Le Lot coulant en partie sur des roches calcaires et particulièrement sur le terrain jurassique, cette augmentation de carbonate dans le limon de la Garonne s'explique tout naturellement.

Le banc de sable et de vase qui est toujours immergé et qui se trouve dans la Gironde en face de Pauillac est formé de sable quartzeux fin avec une argile grise micacée qui est attaquée par l'acide chlorhydrique : de même qu'à Blaye, il renferme à peu près 8 pour 100 de carbonate de chaux.

A Talmont, sur la rive droite et aux marais salants, il y a encore une vase argilo-sableuse, grisâtre, très-micacée ; mais elle contient 20 de carbonate, ce qui doit être attribué à des débris de mollusques et surtout à ce que le rivage appartient lui-même au calcaire crétacé. Dans les petites anses, au pied des rochers crétacés, comme celui qui porte le village de Talmont, le carbonate de chaux augmente beaucoup et le dépôt est presque entièrement formé de grains calcaires qui sont seulement mélangés avec un peu de quartz hyalin et de silex.

Sur la rive gauche de la Gironde et dans la rade du Verdon, il se dépose à la fois du sable et de la vase. Le sable est essentiellement quartzeux, à grains arrondis avec lydienne noire, mica et quelques débris de coquilles ; il provient en partie du sable des Landes.

Quant à la vase, elle est brune, plastique, un peu micacée et elle se décolore par l'acide ; l'échantillon que j'ai examiné avait 17 pour 100 de carbonate de chaux, environ 12 fois plus que le sable de la même plage. Nous voyons donc que le carbonate de chaux augmente dans un dépôt sableux lorsqu'il se réduit en parcelles microscopiques ou lorsqu'il passe à l'état argileux.

Entre le Verdon et la pointe de Grave, c'est toujours le sable qu'on trouve sur la côte des Landes, auquel viennent s'ajouter des paillettes de mica argenté et brun tombac apportées par la Garonne. Du reste, à la pointe de Grave elle-même, le sable, pris à marée basse, n'a plus que des traces de carbonate de chaux ; c'est ce qui a lieu également sur toute la côte au Sud de la Gironde.

Dans le port de Royan, qui est à droite de l'embouchure de la Gironde, la vase ne renferme que 11 de carbonate de chaux, quoique le rivage soit formé par le calcaire crétacé.

La mer tend à élargir l'embouchure de la Gironde par un travail très-lent ; non-seulement elle fait reculer la pointe de Grave, mais elle menace de la couper et l'on a même dû se préoccuper des moyens de la combattre.

Du reste, l'ilot sur lequel se trouve la tour de Cordouan était autrefois réuni à la pointe de Grave, de laquelle il a été détaché par les empiétements de la mer. Il présente un plateau sous-marin, formé par du calcaire crétacé rocheux, qui est recouvert par le gravier le plus grossier qu'on observe à l'embouchure de la Gironde. Ce gravier consiste surtout en quartz hyalin dont les dimensions peuvent atteindre un centimètre ; on y voit aussi du quartzite brun-jaunâtre, quelquefois un peu caverneux, de la lydienne noire, du mica, du calcaire blanc arraché au terrain crétacé, des débris de coquilles, ainsi que des foraminifères. La lydienne noire et le quartzite brun-jaunâtre se retrouvent également à l'embouchure de l'Adour et pour les deux fleuves ils doivent avoir été fournis par les Pyrénées.

Je ferai remarquer que des foraminifères s'observent à l'embouchure de la Gironde et surtout de la Charente ; on sait d'ailleurs qu'ils abondent à l'embouchure du Rhône et dans l'Adriatique en

sorte qu'ils se développent non-seulement dans la haute mer, mais encore dans les golfes qui se trouvent vers l'embouchure des fleuves.

LOIRE. — La Loire comprend un bassin hydrographique étendu et reçoit de nombreux affluents. Dans la partie supérieure de son cours, elle coule sur les roches volcaniques et granitiques du Velay et du Plateau-Central ; comme l'observe M. Grüner, ses dépôts sont alors essentiellement caractérisés par le basalte et par le phonolite. Ils contiennent aussi des débris granitiques, particulièrement du granite à feldspath rose et du quartz. La grosseur et le nombre des roches volcaniques diminuent rapidement à mesure qu'on s'éloigne de la région qui les fournit ; ce fait est surtout bien sensible à partir de Roanne, où abondent les débris du terrain de transition arrachés au Défilé des roches (1). Dans la partie moyenne de son cours, la Loire rencontre ensuite des roches jurassiques, crétacées et tertiaires dont elle entraîne les débris qui contiennent plus ou moins de carbonate de chaux ; mais depuis Angers jusqu'à son embouchure, elle reste sur des roches essentiellement schisteuses et granitiques. Ses alluvions présentent une collection des roches très-variées que comprend son bassin hydrographique ; toutefois, comme on pouvait le prévoir, le quartz hyalin en est de beaucoup le minéral dominant.

— Parmi les affluents de la Loire, considérons spécialement la Sarthe.

Cette rivière reçoit elle-même l'Huisne qui, ne traversant guère que des terrains crétacés, lui apporte presque exclusivement des silex de la craie ; mais comme la Sarthe prend sa source sur des terrains anciens, ses alluvions en contiennent de nombreux débris, appartenant surtout aux roches qui sont les plus dures telles que le quartz, les grès et les quartzites, le granite, la grauwacke.

Ainsi, en opérant sur 1 mètre cube, le triage des matériaux qui ont été transportés par la Sarthe après sa jonction avec l'Huisne, matériaux que l'on emploie pour l'empierrement des routes, M. Guilier leur a trouvé la composition suivante :

(1) Grüner : *Description géologique du département de la Loire*, p. 706.

Sarthe au-dessous du Mans.

Silex de la craie.	81,0
Grès et quartzites des terrains de transition.	11,0
Quartz blanc.	6,2
Schiste et grauwacke.	0,4
Granite.	0,4
Porphyre.	0,2
Meulière, grès dit Roussard, silex de l'oolithe infér., diorite	0,8
	<hr/>
	100,0

— J'ai encore examiné particulièrement divers échantillons qui provenaient de la Loire ou de ses affluents dans les environs d'Angers. La proportion du carbonate de chaux qu'on y trouve est nulle ou très-faible, car le dépôt limoneux laissé par la dernière crue de la Mayenne n'en contenait pas ; celui du fond de la Sarthe, à Angers, en avait 14 pour 100, mais c'était une marne mélangée de coquilles lacustres. En amont d'Angers, un dépôt sableux de la Maine, qui est formée par la réunion de ces deux rivières, contenait seulement 0,9 de carbonate de chaux. Il y en avait moins encore dans la Loire elle-même ; ainsi, près de Dencé, de Rochefort, de Lamblardières, je n'en ai pas trouvé traces dans le gravier ni dans le sable fin pris soit dans le fleuve, soit dans son bras gauche, le Louet. Le limon brun déposé aux Ponts de Cé, dans les crues de la Loire, qui est exploité pour amender les terres du pays, ne contient même que 0,4 pour 100 de carbonate de chaux.

Un triage fait sur le gravier gris-brunâtre de la Loire aux Lamblardières, m'a donné, pour la partie restée sur le tamis :

Loire aux Lamblardières.

Quartz hyalin gris et gris-brunâtre.	78,50
Débris granitiques et porphyriques	12,27
Orthose rosâtre ou brunâtre	4,20
Micas blanc et brun tombac.	0,03
Schistes cristallins.	0,20
Roches volcaniques noires et vert-noirâtres.	4,80
	<hr/>
	100,00

Ce gravier est essentiellement composé de quartz hyalin, qui a été fourni par des roches granitiques ; il contient en outre des roches volcaniques, surtout des phonolithes, qui proviennent du

Plateau-Central, mais déjà leur proportion est réduite à quelques centièmes.

Il est assez remarquable que le carbonate de chaux soit rare ou manque même complètement dans les alluvions graveleuses de la Loire, près d'Angers ; car, en amont et à partir de Décize, le bassin hydrographique de ce fleuve est en grande partie formé de roches calcaires.

Il est plus extraordinaire encore qu'à la Ménitré où la Loire coule cependant entre des calcaires crétacés et jurassiques, le gravier de ses îles ne contienne pas de carbonate de chaux.

Ces résultats montrent bien avec quelle facilité les calcaires sont détruits par le courant, lorsque ce courant devient assez rapide pour transporter du gravier.

Entre les collines de schistes de l'Anjou, le dépôt de la Loire devient plus argileux, ainsi qu'on pouvait le prévoir (1) ; mais vers l'embouchure et dans la partie maritime, il est essentiellement sableux, comme nous le verrons plus loin.

SEINE. — Les dépôts qui ont été formés par la Seine, aux époques de grandes inondations, lorsque s'élevant de plusieurs mètres, elle se répand au loin sur ses rives, sont généralement des marnes jaunâtres plus ou moins sableuses. L'essai de divers échantillons provenant des environs de Paris et pris sur les rives de la Seine ou de son affluent la Marne, m'a donné les résultats suivants :

(1) Menière : *Etudes relatives au terrain quaternaire du département de Maine-et-Loire*, p. 38.

PROVENANCE DES DÉPÔTS.	Altitude des dépôts au-dessus de la mer.	Résidu de la légivation.	Carbonate de chaux.
<i>Seine.</i>			
Paris ; rive droite de la Seine, rue Ste-Elisabeth du Temple	32 mètres	34	56,52
Gennevilliers ; au-dessous de la digue d'Asnières	28		54,82
Putaux	29		54,14
Paris ; rue du faubourg St-Honoré, 120.	32,5		53,35
Paris ; rue Montmartre, près le boulevard.	33,5	31	49,03
Paris ; Champs-Élysées, au Palais de l'industrie	30	28	47,67
Ile St-Denis, près St-Denis	29	10	47,67
Maisons Alfort; en face le port à l'anglais	32		44,04
Paris ; ile de la Cité ; cour de la conciergerie, au Palais de justice.	29		42,45
Boulogne ; en face de l'île de Putaux.	26	23	42,45
Paris, Javelle ; à 250 mètres sur la rive gauche de la Seine	28	39	39,73
St-Germain ; au bas de la terrasse et à 60 mètres de la Seine.	25		31,78
Choisy-le-Roi ; près la station, à 20 mètres de la Seine	32,5		27,92
Nanterre ; à 200 mètres de la Seine, en face la commune des Carrières St-Denis	24	6	27,24
Creteil ; au carrefour Pompadour, rive droite de la Seine.	32,5	34	24,52
Creteil ; dans l'ancien marais, vis-à-vis Choisy-le-Roi.	32,7		17,93
<i>Marne.</i>			
Creteil ; rive gauche de la Marne, en face l'île Machefer.	33,5	15	57,89
Bonneuil ; ile Barbière	33,5		57,20
St-Maur ; en face l'île du Martin-Pêcheur	37,5	52	39,95
Ile au confluent de la Seine et de la Marne, à l'amont	27		31,89
Alluvion déposée à l'amont de l'île précédente pendant l'inondation d'avril 1860.	28		29,96
Ile au confluent de la Seine et de la Marne.	27	16	24,52
Joinville-le-Pont; sur la rive droite de la Marne	33,5		31,55
Nogent-sur-Marne id.	32		26,79

Les alluvions de la Seine et de la Marne contiennent toutes du carbonate de chaux, ce qui devait être, puisque ces rivières coulent dans des bassins éminemment calcaires ; mais on voit que dans les environs de Paris, le carbonate de chaux reste inférieur à 60 pour 100.

Du reste, il est assez variable, même sur des points rapprochés ; il diminue à mesure que le grain des dépôts augmente, et il se réduit beaucoup dans ceux qui sont graveleux ou pierreux.

L'étude minéralogique de tous les débris qui composent le terrain de transport de la Seine, montre bien qu'ils ont été fournis par le bassin parisien. Ainsi, à Paris, l'on trouve du granite, de la pegmatite, du gneiss, du porphyre quartzifère, du quartz hyalin, de l'arkose qui proviennent du Morvan ; les grès du terrain de transport appartiennent particulièrement aux sables supérieurs, moyens et inférieurs ; les silex sont surtout empruntés à la craie, mais beaucoup viennent aussi des calcaires lacustres ; les meulières sont fournies par les étages de la Brie et même de la Beauce ; les caillasses sont celles de l'étage supérieur du calcaire grossier et du travertin de Champigny. Il y a en outre des minerais de fer et de manganèse qui se rencontrent en place sur les plateaux ; enfin, l'on observe encore des bois silicifiés et des fossiles qui appartiennent aux terrains tertiaires ou secondaires du bassin hydrographique de la Seine (1).

Résumé sur la composition minéralogique des dépôts des rivières.

Les dépôts des rivières proviennent des roches qui forment leur bassin hydrographique. Il est facile de le constater en étudiant leur composition minéralogique ; car l'on y retrouve généralement les débris des roches les plus dures qui appartiennent à chaque bassin. C'est ce qui explique pourquoi les caractères des alluvions et du terrain de transport sont quelquefois si différents lorsqu'on passe d'un bassin à un autre.

Le quartz hyalin est de beaucoup le minéral le plus fréquent et aussi le plus abondant. Parmi les minéraux ayant ensuite le plus d'importance, il convient de mentionner le silex, la meulière et les nombreuses variétés de la silice, l'argile qui est fournie par la décomposition des feldspaths ou des silicates alumineux et les débris cal-

(1) Une collection très-complète des roches que renferme le terrain de transport de la Seine a été faite au Museum par M. Charles d'Orbigny.

caires. D'autres minéraux durs ou inaltérables sont relativement exceptionnels : tels sont les micas, le fer oxydulé, le grenat, le périclote, l'amphibole, le pyroxène. On rencontre plus rarement encore le zircon, le corindon, l'or et en général les gemmes ou les minerais métalliques.

Autour des massifs granitiques plus ou moins dénués de calcaire, comme ceux de la Bretagne, du Plateau-Central, des Vosges, du Morvan, les cours d'eau ne déposent pas de carbonate de chaux dans leurs alluvions ; mais il en est autrement dans les régions calcaires. Dans une même rivière, la proportion du carbonate de chaux peut, du reste, varier beaucoup et présenter de nombreuses oscillations depuis sa source jusqu'à son embouchure.

Le dépôt d'une rivière qui coule dans un bassin calcaire n'est pas nécessairement riche en carbonate de chaux. Quelquefois même il n'en contient pas, bien qu'il se soit formé à l'aval des parties calcaires du bassin. Toutes choses égales, moins la rivière est rapide, plus le dépôt contient de carbonate de chaux.

Si l'on compare sur un même point d'une rivière un dépôt grenu avec un dépôt marneux, la proportion du carbonate de chaux est généralement la plus forte dans ce dernier.

D'un autre côté, lorsque la rivière coule dans des calcaires compactes, ses galets, bien que formés par une eau animée d'une grande vitesse, contiennent plus de carbonate de chaux que son dépôt grenu ; car, dans ce dépôt, le calcaire s'est usé davantage par dissolution et par un frottement prolongé, en sorte que le quartz et les débris plus durs doivent nécessairement y dominer.

Dans les parties où la vitesse de ses eaux se ralentit, une rivière tend toujours à déposer du limon : ce limon est argileux ou marneux, suivant l'absence ou la présence de roches calcaires dans le bassin hydrographique.

Le carbonate de chaux se dépose quelquefois chimiquement, et il produit sous l'eau des tufs calcaires. Tantôt il cimente des débris et transforme du sable en bancs de grès ; tantôt il les enveloppe de couches régulières et concentriques. Dans la Seine, par exemple, l'on trouve des unios revêtus de calcaire concrétionné. Ces phé-

nomènes doivent être attribués à des sources incrustantes qui émergent dans le fond de la rivière ou sur ses bords.

Lorsqu'on suit le cours d'une rivière, il est facile de constater des variations dans la nature de ses dépôts ; comme ces derniers proviennent des roches qui sont à l'amont du point considéré dans le bassin, ils se modifient avec elles ; mais ils participent surtout de la composition minéralogique de celles qui sont les plus dures et les plus rapprochées.

Sur un même point d'une rivière, l'inégalité de son régime et de ses crues produit aussi des variations dans la nature de ses dépôts.

Vers l'embouchure des grands fleuves qui traversent le territoire de la France, les dépôts contiennent très-peu de carbonate de chaux ; c'est bien marqué pour la Loire, le Rhin, la Meuse, l'Escaut et même pour la Seine, le Rhône, la Garonne, qui sont cependant bordés jusqu'à la mer par des roches calcaires. Encore faut-il observer que ce carbonate de chaux est souvent fourni par des coquilles marines ; c'est ce qu'on reconnaît facilement dans les estuaires et notamment dans celui de l'Escaut à Anvers. Nous allons voir d'ailleurs que dans les rivières sujettes aux marées, les dépôts d'embouchure se composent en partie d'apports maritimes.

d. — Dépôts à l'embouchure des rivières.

Il est facile de comprendre que des dépôts doivent se former vers l'embouchure des rivières.

Car les eaux douces y opèrent leur rencontre avec les eaux salées et la vitesse de chacune d'elles se trouve ralentie ; par suite, elles tendent nécessairement à abandonner les débris qu'elles roulent sur le fond, ceux qu'elles charrient ou bien ceux qu'elles tiennent en suspension.

Ces débris en suspension sont toujours en proportion plus grande au fond, bien que la vitesse de l'eau y soit moindre qu'à la surface. Pour la Gironde, d'après M. l'ingénieur Joly, il y en a plus dans les eaux du flot que dans celles du jusant. Du reste, les troubles dépendent de la vitesse de l'eau et ils augmentent avec elle ; ils se pré-

cipitent au contraire quand elle diminue et surtout au moment du renversement du courant, de telle sorte que l'eau devient sensiblement claire au moment de la pleine mer et de la basse mer (1).

La différence de densité des eaux douces et des eaux salées, concourt aussi à diminuer leur vitesse vers l'embouchure. D'un autre côté, leur mélange occasionne la mort d'une multitude d'animalcules fluviales et marins qui tombent au fond de la rivière et engorgent souvent son lit. Enfin, la vitesse des rivières diminue beaucoup dans la partie inférieure de leur cours, parce que leur pente devient moindre et cette circonstance détermine encore la formation de dépôts vers leur embouchure. Telle est l'origine des *barres* et des *deltas*.

Barres.

Les barres sont le résultat de l'équilibre, d'ailleurs assez instable, qui s'est établi entre les actions opposées de la rivière et de la mer. Trois causes concourent à leur formation :

1° Les alluvions de la rivière, particulièrement comme l'observe M. Paléocapa, celles qui sont entraînées sur son fond ; 2° les vents et, par suite, les lames qui agissent sur le fond et sur le rivage ; 3° les courants marins, dont les effets sont tantôt augmentés et tantôt diminués par les vents, suivant qu'ils soufflent dans le même sens ou dans le sens contraire.

« Habituellement, plus le volume d'eau qui sort du bras d'un fleuve est grand, plus le dépôt des matières alluviales est considérable.

« Pendant les grandes crues, les barres s'exhaussent généralement, tandis qu'elles s'abaissent pendant les basses eaux. Dans le premier cas, il y a prépondérance des apports du fleuve, dans le second cas de l'action de la mer (2). »

Du reste, les variations dans la hauteur d'eau qui recouvre les barres, tiennent à des circonstances de vents et de courants qui échappent à toute loi régulière.

(1) Manès; *Études sur le port de Bordeaux*, 1867.

(2) Rapport de la commission technique internationale pour l'amélioration des Bouches du Danube, par MM. Tostain, Fowke, Lentze, général Ménabréa.

Les dépôts qui s'observent vers l'embouchure des rivières ont incontestablement une origine à la fois fluviatile et marine. Il est évident que le fleuve en apporte une certaine partie ; car lors même que sa vitesse est devenue faible, il continue à transporter du limon et à rouler du sable sur le fond de son lit. D'un autre côté, la mer concourt aussi à la formation de ces dépôts. L'on n'en saurait douter, puisqu'ils contiennent du calcaire, même dans les rivières coulant sur des terrains qui en sont complètement dépourvus. C'est en particulier ce qui a lieu pour la Sée et le Couesnon qui se jettent dans la baie de Cancale (1). Le calcaire que renferment leurs dépôts est alors fourni par des mollusques marins qui sont entraînés par le flot et abandonnés au moment de sa rencontre avec les eaux douces.

L'étude minéralogique des dépôts formés à l'embouchure des rivières permettrait d'ailleurs de déterminer la proportion des apports fluviatiles et marins. Elle devrait alors être faite comparativement avec celle des dépôts qui se trouvent soit en amont, soit en aval de l'embouchure.

Observons seulement qu'entre tous ces dépôts les différences sont assez peu tranchées, parce que souvent les côtes submergées fournissant les débris marins ont précisément la même composition minéralogique que les côtes émergées donnant les débris fluviatiles ; de plus, leurs débris sont déjà usés par un long trajet dans le lit d'une rivière ou bien par les oscillations des marées, en sorte qu'ils contiennent tous beaucoup de quartz hyalin et qu'ils ont généralement une composition minéralogique assez uniforme.

Pour les rivières coulant dans des bassins hydrographiques dépourvus de calcaire, le carbonate de chaux trouvé dans le dépôt de leur embouchure, représente cependant un minimum des apports de

Deltas.

Lorsque les rivières se déversent dans des mers peu agitées par les marées et sur des côtes peu profondes, les débris qu'elles accumu-

(1) *Annales des Ponts et Chaussées*, Années 1854 et 1857 : Mémoires de MM. Marchal et J. Darcel.

lent sans cesse, finissent par obstruer leur embouchure ; alors elles se bifurquent successivement et élevant leurs rives aux époques d'inondations, elles produisent à la longue des deltas. Citons comme exemple pour la France, le delta du Rhône qui est des mieux caractérisés et qui s'est formé dans une mer intérieure.

Mais les rivières qui se déversent dans une mer intérieure sans marées n'ont pas toujours un delta ; car si la côte est profonde, les débris qu'elles transportent vont s'accumuler bien au-dessous du rivage, en sorte qu'il n'y a pas d'engorgement à l'embouchure ; c'est par exemple ce qui a lieu pour le Var.

Lorsque les rivières se déversent dans des mers fortement agitées par les marées ; le flux et le reflux parviennent à user, par leurs alternatives, les débris qui se déposent à l'embouchure ; ces débris étant successivement réduits en parcelles microscopiques par le frottement, sont en définitive entraînés vers le large. Une lutte incessante s'établit entre les eaux salées et les eaux douces ; tandis que les premières tendent à reporter les dépôts en amont de l'embouchure, les secondes les entraînent au contraire en aval ; c'est à ces dernières que reste d'ailleurs l'avantage puisqu'elles empêchent l'obstruction des rivières se jetant dans les mers agitées par les marées et qu'il ne se produit pas de véritables *deltas*. Des bancs de sable mobiles et d'un régime quelquefois très-variable se forment seulement à leurs embouchures ; c'est par exemple ce qui s'observe pour la Seine, pour la Loire et pour la Garonne.

Quand les côtes sont peu profondes, les accumulations de sable deviennent très-considérables et constituent ce qu'on nomme avec raison des *deltas sous-marins*. Il en existe dans la Manche, notamment aux embouchures de l'Orne, de la Vire, de la Somme.

Du reste, les deltas proprement dits peuvent aussi se former dans les rivières à marées, surtout lorsqu'elles se déversent dans des mers peu profondes et peu agitées par le flux et par le reflux ; la Hollande nous en offre un exemple remarquable, car, suivant l'expression de M. Elie de Beaumont, elle doit être considérée comme le delta du Rhin.

Les débris que les rivières entraînent à la mer varient beaucoup

dans leur grosseur qui augmente rapidement avec la vitesse de leurs eaux. Aussi un torrent peut-il transporter à la mer des débris de grandes dimensions, ce qui n'a pas lieu pour une rivière dont la vitesse est relativement assez faible près de l'embouchure. Cependant, nous avons vu qu'une rivière fait également rouler sur le fond de son lit du sable, du gravier et quelquefois même des galets; d'un autre côté, elle tient en suspension les parcelles les plus fines qui flottent dans ses eaux. En outre, la quantité et la grosseur des débris qu'elle transporte augmentent d'une manière exceptionnelle à l'époque des inondations.

Les débris qui se déposent vers l'embouchure d'une rivière, lorsque la mer est peu profonde, tendent à s'accumuler suivant un plan ou plutôt suivant un cône très-légèrement incliné. Ils sont sans cesse remaniés par la mer qui est mise en mouvement par les vents, par les marées et par les courants. Une partie est entraînée dans les grands fonds, une autre est au contraire repoussée le long de la côte où elle accroit la plage du delta.

Parmi les débris entraînés à la mer, ceux qui restent en suspension dans les eaux, sont répartis à des distances de l'embouchure d'autant plus grandes qu'ils ont plus de ténuité. Lorsqu'ils viennent à être rencontrés par un courant marin, ils peuvent même être transportés au loin. Quant aux parcelles argileuses qui sont les plus légères, elles se déposent seulement dans les endroits de la mer où les eaux sont les plus tranquilles; elles se rendent dans les baies retirées et surtout dans les profondeurs des Océans qui échappent aux agitations de la surface.

e. — Ports.

Les points d'un littoral où il est possible d'établir des ports sont toujours très-limités, car ils exigent un concours assez rare de circonstances nautiques, orographiques et économiques. D'abord, il est nécessaire que les eaux y restent calmes par tous les temps; que de plus la configuration de la côte et les vents régnants permettent aux navires d'entrer et de sortir aisément. Il faut aussi une côte suffisamment profonde pour que les navires puissent l'aborder, mais elle ne doit pas être tellement abrupte qu'il devienne difficile de l'habiter et d'y

élever des constructions. Il faut ensuite qu'elle offre un fond sur lequel les ancres aient une bonne tenue et qu'elle ne soit pas sujette à s'ensabler par des apports venant de la mer ou de cours d'eau. Enfin, il convient encore qu'elle soit facile à défendre.

Nos principaux ports militaires de France, Toulon, Brest, Cherbourg, présentent des analogies assez remarquables sous le rapport de leur gisement géologique ; tous trois se trouvent, en effet, sur des côtes essentiellement formées de terrains anciens ou granitiques. On conçoit d'ailleurs que de pareilles côtes soient généralement favorables à l'établissement de ports ; car elles ont fréquemment subi des dislocations et, par cela même, elles découpent dans le rivage des échancrures profondes ; c'est ce qui explique pourquoi il existe un assez grand nombre de ports sur le littoral de la Bretagne et de la Vendée.

Du reste, toute côte disloquée ou montagneuse est également favorable, quelle que soit sa constitution géologique. Ainsi, dans la Méditerranée, Marseille, Cassis, la Ciotat, Bandol, Saint-Nazaire, Antibes se trouvent à la rencontre de la mer avec des collines qui appartiennent à divers terrains. Des ports peuvent même s'établir dans les parties du rivage où de grandes chaînes de montagnes disparaissent sous la mer ; c'est en particulier ce qui a lieu à Saint-Jean-de-Luz, à Port-Vendres et à Collioure dans les Pyrénées, à Villefranche et à Gênes dans les Alpes.

Sur les côtes plates et sablonneuses, les ports sont d'ailleurs très-rares ou manquent complètement. La côte si étendue des Landes nous en offre un exemple.

Les embouchures des fleuves sont naturellement indiquées pour établir des ports ; car elles offrent toutes les conditions désirables de calme et de sécurité ; elles permettent en outre de pénétrer jusque dans l'intérieur d'un pays, d'en recevoir facilement et économiquement tous les produits. A cet égard, il convient d'observer que les ports d'embouchure sont surtout fréquents dans les mers agitées par les marées : citons, par exemple, sur les côtes de France, Bayonne sur l'Adour, Bordeaux sur la Gironde, Rochefort sur la Charente, Lorient sur le Scorff, Saint-Nazaire et Nantes sur la

Loire, le Havre et Rouen sur la Seine. C'est même sur des fleuves à marées que se trouvent Calcutta, New-York, Liverpool et Londres, c'est-à-dire les ports de commerce les plus importants du monde (1). Les ports d'embouchure manquent au contraire dans les mers intérieures et notamment dans la Méditerranée. Ainsi, il n'y en a pas aux embouchures mêmes du Rhône ; et comme il était indispensable d'en trouver dans le voisinage d'un fleuve aussi considérable, le port de Marseille a été établi dans une échancrure que présentent les collines qui forment la côte.

La cause de la différence qui existe entre les fleuves de l'Océan et de la Méditerranée, est facile à indiquer. Car, « tandis que dans « l'Océan les bouches fluviales font golfe, dans la Méditerranée, « elles font saillie. Aux embouchures des fleuves de l'Océan, le « courant fluvial d'une part, le flux et le reflux de la mer, de l'autre, « produisent deux mouvements contraires dont l'effet est d'abaisser « les *barres* en dispersant les terres d'apport. Ainsi, la force d'im- « pulsion du fleuve seconde l'action de la mer. De ces deux causes « nécessaires pour le dégagement des embouchures, l'une manque « dans les mers intérieures : c'est le flux et le reflux.

« Dans la Méditerranée, les fleuves abandonnés à la seule énergie « de leur courant ne peuvent débarrasser leurs estuaires des en- « traves accumulées par leurs eaux, ni lutter contre l'obstacle que « leur oppose la résistance inerte de la mer et le refoulement des « vagues soulevées par les vents du large. Aussi, les barres y sont- « elles infranchissables et les passes détruites par le fleuve aussitôt « que créées par l'homme. De là ces *deltas*, ces territoires avancés « que le géologue reconnaît pour des conquêtes de l'alluvion fluviale « sur la mer et qui se rencontrent aux embouchures de tous les « fleuves de la Méditerranée (2). »

(1) Bouuiceau : *Etudes et notions sur les constructions à la mer.*

(2) Desjardins : *Aperçu historique sur les embouchures du Rhône*, p. 5.

CHAPITRE VI

B. — LACS.

Les lacs et les étangs reçoivent des dépôts dont l'origine est essentiellement mécanique, mais peut aussi être chimique. Des débris de végétaux et d'animaux sont habituellement mélangés à ces dépôts qui deviennent alors assez riches en matières organiques ; c'est même ce qui explique pourquoi il est généralement avantageux de mettre les étangs en culture comme on le fait périodiquement dans la Bresse.

Les couches qui se déposent dans les lacs sont surtout formées de détritits fournis par leurs parois et par leurs affluents ; cependant elles contiennent, dans certains cas, des matières minérales qui ont été apportées par des sources et quelquefois même rejetées de l'intérieur de la terre. Ces couches se composent d'argile, de marne, de calcaire, de sables, de débris variés provenant de la trituration des roches qui constituent le bassin hydrographique.

La quantité de détritits apportés par les affluents augmente avec leur pente. Ainsi, depuis les temps historiques, le lac de Genève s'ensable d'une manière très-marquée vers son extrémité orientale qui reçoit les apports du Rhône descendant des hautes montagnes du Valais. On conçoit d'ailleurs que par suite des progrès s'accomplissant dans le remplissage d'un lac, les couches se formant sur son fond changent peu à peu de nature, et qu'elles finissent à la longue par empiéter l'une sur l'autre.

Les dépôts des lacs sont généralement horizontaux ; cependant ils se modèlent sur les parois qui les reçoivent, en sorte que leurs strates doivent en suivre l'inclinaison : et, comme l'a constaté M. Dausse, lorsque les bords d'un lac sont abruptes, cette inclinaison peut même devenir très-grande.

Des rivières et des lacs existaient certainement aux époques les plus anciennes, aussi est-il important pour le géologue d'étudier leurs dépôts à l'époque actuelle.

BOURGET. — Occupons-nous d'abord du lac du Bourget. Ce lac présente un bassin creusé profondément dans des roches calcaires appartenant aux terrains jurassiques, crétacés, tertiaires, en sorte qu'il est intéressant de connaître la nature de ses dépôts. Vers la profondeur de 100 mètres, ils consistent en vase calcaire de couleur gris-clair, fortement sableuse, mais très-peu argileuse. Lorsqu'elle est exposée à l'air, cette vase devient brun-jaunâtre, par suite de l'oxydation du sulfure de fer auquel elle doit sa couleur grise. Soumise à la lévigation, elle donne un résidu qui s'élève à 59 0/0 en face de l'estacade du Bourget, tandis qu'il se réduit à 2 0/0 par 120 mètres de profondeur dans la baie de Grésine. En face du Bourget, le résidu est graveleux, tandis que dans la baie de Grésine il est formé de sable très-fin et d'argile ; cette différence peut du reste s'expliquer en observant que la baie est calme, tandis qu'un cours d'eau torrentielle vient déboucher près du Bourget.

Dans le fond du lac, le calcaire est à l'état de vase ou d'émulsion marneuse, mais il y a aussi des grains calcaires qui ont été transportés soit par les torrents, soit par les glaces flottantes. Leur surface est cariée et fortement corrodée par des végétaux parasites, comme M. Schimper l'a observé pour les galets calcaires provenant des lacs de la Suisse. Des paludines et des débris de coquilles lacustres sont en outre mélangés à la vase.

Lorsqu'on attaque par l'acide chlorhydrique la vase recueillie au fond du lac du Bourget, elle laisse un résidu abondant. En face du village du Bourget, ce résidu est de 28 et il atteint 41 dans la baie de Grésine. L'on y distingue d'ailleurs du quartz hyalin, du feldspath orthose blanc ou rosâtre, des débris granitiques, des lamelles de mica ordinairement blanc argenté, de la glauconie et de l'argile gris-verdâtre.

Ainsi, dans le lac du Bourget qui remplit le fond d'un entonnoir dont les parois sont calcaires, les dépôts recueillis vers 100 mètres de profondeur contiennent plus de 60 pour 100 de carbonate de chaux. En outre, ils sont mélangés d'argile et d'autres substances minérales fournies par le terrain de transport, par la mollasse et par

la destruction des roches variées appartenant au bassin hydrographique de ce lac.

Quant au carbonate de chaux, il doit se déposer à la fois par voie mécanique et par voie chimique. Car lorsque la vase gagne le fond du lac, elle entraîne d'abord avec elle le carbonate qui se trouve en suspension dans les eaux. D'un autre côté, le carbonate de chaux dissous peut aussi se précipiter soit par des réactions chimiques, soit par refroidissement : pendant l'hiver, en effet, les couches supérieures sont rapidement refroidies par l'air et même se congèlent en se débarrassant des substances minérales qu'elles renferment ; tandis que pendant le reste de l'année, elles tombent lentement au fond du lac dont la température est à peu près celle du maximum de densité de l'eau, et alors elles abandonnent encore une partie, au moins, du carbonate de chaux qu'elles tiennent en dissolution.

Ajoutons maintenant que du calcaire magnésien peut très-bien se déposer dans le fond d'un lac d'eau douce ; car M. de Zépharowich a constaté que la vase du lac Platen, en Hongrie, contient plus de 15 pour 100 de carbonate de magnésie.

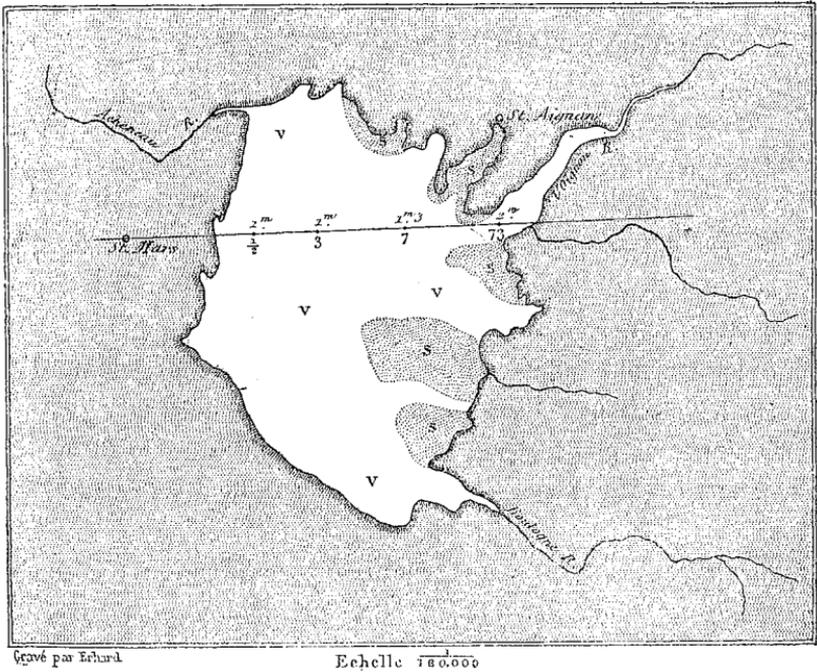
GRAND-LIEU. — Considérons encore le lac de Grand-Lieu qui se trouve sur la gauche de la Loire à peu de distance de son embouchure. C'est le lac d'eau douce le plus étendu de France ; il mesure, en effet, 9 kilomètres de longueur sur 7 1/2 de largeur et sa superficie s'élève à 7000 hectares : toutefois sa profondeur est très-faible, puisque vers sa rive orientale, où elle est la plus grande, elle ne dépasse guère 1 mètre ; on conçoit donc qu'il serait assez facile de le dessécher et cette opération doit s'exécuter prochainement sous la direction de M. l'ingénieur en chef Mille (1).

Bien que situé près de la mer, le lac de Grand-Lieu n'est pas à proprement parler un étang littoral, mais une simple excavation au fond de laquelle s'accumulent les eaux pluviales. Du reste, il remonte seulement à 13 siècles et il a pris naissance à la suite d'une inondation de la Loire. Son bassin dont les parois sont imperméables est formé de gneiss ; comme il présente des silicates décomposables qui ne sont

(1) Rapport sur le dessèchement du lac de Grand-Lieu. 1859

pas absolument dépourvus de chaux, il était intéressant de rechercher si les dépôts qu'il reçoit contenaient eux-mêmes du carbonate de chaux. Or, plusieurs échantillons que j'ai essayés n'en avaient pas ou bien en renfermaient à peine des traces.

LAC DE GRAND-LIEU.



En soumettant ces échantillons à la lévigation, ils ont donné pour résidu un sable quartzeux avec paillettes de mica. La proportion en diminuait rapidement de l'Est vers l'Ouest du lac ; tandis que le résidu s'élevait à 73 pour 100 à l'embouchure de l'Ognon, il s'est réduit successivement à 7, à 3 et enfin à 1/2 en avançant vers la rive occidentale. Ce résultat doit être attribué à ce que la rive occidentale se trouve à l'abri du vent du Sud-Ouest, en sorte qu'elle se colmate d'elle-même, les eaux qui la baignent venant y déposer successivement le limon fin qu'elles tiennent en suspension. M. Mille indique même que sur cette rivière l'espace occupé par les roseaux peut quelquefois augmenter de 100 mètres en une seule année.

Quant à la vase, elle est riche en matières organiques, et desséchée, elle contient 0,70 d'azote ; elle couvre d'ailleurs près des 5/6 du lac dont le dessèchement fournirait par conséquent une terre végétale d'assez bonne qualité, et à laquelle il manquerait seulement de la chaux.

C. — ÉTANGS LITTORAUX.

La mer a limité son domaine par des levées de sable et de galets qui remontent sans doute au commencement de l'époque actuelle et constituent ce que M. Élie de Beaumont nomme le *cordon littoral* ; de plus, sur certains points du rivage, le sable est accumulé par le vent et vient produire des dunes. Tout cet appareil remplit l'office de digues qui s'opposent à l'écoulement des eaux, et, par suite, donnent naissance à des étangs bordant le rivage.

Les étangs littoraux présentent des eaux qui sont tantôt douces, tantôt au contraire saumâtres ou même très-fortement salées. Dans le premier cas, leur niveau est supérieur à celui de la mer. Ils sont alors alimentés par les eaux météoriques tombant à la surface du sol, et aussi par les nappes souterraines qui tendent à s'écouler vers l'Océan.

Dans le second cas, les étangs littoraux sont à peu près au niveau de la mer ou même à un niveau inférieur. Ils reçoivent indépendamment des eaux douces, les infiltrations des eaux salées qui s'opèrent facilement à travers le sable perméable de la plage. Souvent la mer s'y rend directement par des canaux qui interrompent les digues formées par le cordon littoral. Dans le midi de la France, ces canaux ont reçu le nom de *Graus*. Pendant les tempêtes, il arrive encore que la mer passe par dessus ses digues habituelles et qu'elle envahit les étangs.

La salure des étangs littoraux dépend, non-seulement de la proportion des eaux douces et salées qui les alimentent, mais encore de la facilité avec laquelle l'évaporation peut s'y produire.

Il importe d'examiner la composition minéralogique des dépôts qui se forment dans quelques étangs littoraux de la France.

(Voir dans l'appendice le tableau V des étangs littoraux.)

Étangs littoraux lacustres.

LANDES. — Les étangs littoraux lacustres sont surtout très-bien caractérisés dans les Landes où les dunes forment une digue naturelle s'opposant à l'écoulement des eaux douces vers le rivage. Leur niveau est supérieur à celui de l'Océan ; leur plus grande profondeur est au pied même des dunes et leur fond se relève insensiblement à mesure qu'on s'éloigne pour se diriger vers l'Est. Quand les dunes sont déplacées et s'avancent dans les terres, elles font refluer les étangs qui les précèdent dans leur marche progressive. C'est le sable des Landes qui constitue les parois de ces étangs et c'est encore lui qui encaisse les cours d'eau qu'ils reçoivent ; le dépôt qui se forme sur leur fond ne peut donc manquer d'être également sableux.

Étangs littoraux marins.

BASSIN D'ARCACHON. — Le bassin d'Arcachon est un grand étang marin qui s'est formé à l'embouchure de la Leyre, la principale rivière de la côte des Landes. Les marées y sont assez fortes, car elles donnent des différences de niveau qui peuvent s'élever jusqu'à 5 mètres ; au point de vue de l'étude des dépôts marins, c'est donc un Océan en miniature.

Les Landes qui entourent le bassin d'Arcachon sont constituées par un sable quartzeux presque pur, et comme leur composition minéralogique est très-simple, il est facile de la comparer avec celle du dépôt que reçoit le bassin. L'on voit alors que le sable déposé sur ses bords et sur son fond n'est autre que celui des Landes ; il a été fourni soit par les parois du bassin, soit par les cours d'eau qui s'y rendent. L'on y distingue du quartz généralement hyalin et gris, quelquefois coloré en rouge ou en jaune ; il y a aussi des grains noirs de quartzite ou de lydienne, accidentellement du grenat.

Le sable domine à l'Ouest et dans le Nord du bassin. La sonde l'accuse dans les parties les plus profondes ou dans les chenaux du bassin, ce qui se conçoit, puisqu'ils sont traversés alternativement par les courants de marées.

Au niveau de la marée basse, le sable devient plus ou moins va-

seux. De la vase sableuse se dépose d'ailleurs vers le milieu du bassin, autour de l'île de la Teste, ainsi que dans sa région méridionale et orientale. Cette vase doit naturellement être riche en silice qui s'y trouve en parcelles microscopiques provenant de l'usure des grains de sable ; c'est même une sorte de limon siliceux (1). Des paillettes de mica habituellement blanc argenté, quelquefois brun tombac, sont mélangées à la vase. Quand on la traite par l'acide chlorhydrique, elle dégage souvent l'odeur d'hydrogène sulfuré. Si on la soumet à la lévigation, le résidu de sable qu'elle laisse est ordinairement inférieur à 50 pour 100 ; à l'embouchure de la Leyre, ce résidu devient même presque nul.

Le sable et la vase qui se déposent dans le bassin d'Arcachon ne contiennent généralement pas de carbonate de chaux ; il est du reste facile de s'en rendre compte, car il n'y a pas de roches calcaires sur ses bords et les mollusques sécrétant un têt calcaire y sont rares. C'est seulement vers l'entrée du bassin d'Arcachon que ces mollusques deviennent assez abondants, et près des phares la proportion de carbonate de chaux trouvée dans la vase s'est même élevée à 25 pour 100.

Les parcs dans lesquels on élève des huîtres dépassent le nombre de 110 dans le bassin et se trouvent sur la vase sableuse ; ils réussissent bien au bord des chenaux de Gujan, du Teich, du Teichan, d'Arès, à l'Est de l'île de la Teste, c'est-à-dire dans le sud et vers son milieu. Mais il n'y en a pas à l'Ouest vers l'entrée du bassin et en général sur les fonds de sable. Il n'y en a pas non plus dans le voisinage des eaux douces que déverse la Leyre.

Les étangs littoraux sont surtout nombreux dans la Méditerranée et il est utile d'étudier les dépôts qui se forment dans ceux de nos côtes.

LES PESQUIERS. — La presqu'île de Giens, près d'Hyères, est réunie à la terre ferme par deux lagunes de sable qui ont été élevées par la mer ; c'est entre elles que se trouve l'étang des Pesquiers qui communique avec la mer et dont les eaux sont saumâtres. Au niveau

(1) *Revue de Géologie*, tome I, page 38 ; tome II, page 86 et tome III, page 106.

supérieur de cet étang, il existe une zone sableuse ayant 2 mètres de largeur sur 0^m,15 d'épaisseur, qui est en grande partie formée de petites Rissoa. A l'époque des sécheresses, cette zone s'observe très-bien et l'on conçoit qu'elle donne nécessairement lieu à une accumulation de carbonate de chaux vers le niveau supérieur de l'eau.

En comparant le dépôt du bord de l'étang avec celui du fond, j'ai trouvé, en effet, que le premier contient environ 13 fois plus de carbonate de chaux que le deuxième; de plus, son carbonate provient entièrement de débris de coquilles. Le sable du fond ne diffère pas d'ailleurs de celui qui forme la plage voisine du Ceinturon, et sa proportion de carbonate est aussi à peu près la même.

L'étang des Pesquiers nous montre sur une très-petite échelle, comment dans les mers les mollusques doivent augmenter la proportion du carbonate de chaux, en accumulant leurs têts dans les zones rapprochées du niveau de l'eau; car, c'est suivant ces zones qu'ils se développent en plus grande abondance.

THAU. — L'étang de Thau doit son origine à une langue de sable formée par la mer et réunissant à la plage d'Agde l'îlot jurassique sur lequel s'élève la ville de Cette. Des petits cours d'eau assez nombreux se rendent dans cet étang qui, par le canal du port de Cette, communique aussi avec la mer. Il est habité par de nombreux mollusques et l'on y observe en outre des foraminifères. Le dépôt qui se produit sur ses bords, étant traité par l'acide, donne un résidu qui ressemble tout à fait à celui que la mer laisse sur le rivage voisin. D'après des échantillons qui m'ont été envoyés par M. Doumet, le dépôt de la pointe jurassique du Barrou contient environ 68 % de carbonate de chaux, proportion très-forte qui doit être attribuée à une multitude de coquilles.

Au voisinage de la montagne de Cette, l'on rencontre dans le fond de l'étang de Thau un grès grossier ou bien un poudingue à ciment calcaire. Ce dépôt renferme de nombreux débris de coquilles vivantes et se continue à l'époque actuelle; il provient de sables et de galets qui sont cimentés par des sources incrustantes sous-marines suintant sur les parois de la montagne jurassique de Cette.

SIGEAN. — Dans l'étang de Sigean ou de Barges, qui est entouré par la mollasse et par le terrain crétacé, le sable se trouvant vers l'embouchure de la Berre, contient 23 pour 100 de carbonate de chaux.

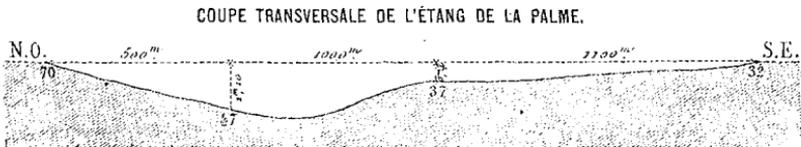
LEUCATE. — La vase qui se dépose au fond de l'étang de Leucate, près du grau Saint-Ange, renferme seulement 5 pour 100 de carbonate de chaux; du reste, cette partie de l'étang n'est pas voisine de roches calcaires, et les laisses que la mer abandonne sur le rivage recèlent à peine des traces de carbonate de chaux fourni par quelques débris de mollusques.

LA PALME. — J'ai spécialement étudié les dépôts de l'étang de la Palme dont M. l'ingénieur Moffre a fait recueillir une série d'après mes indications. Cet étang, qui se trouve dans le département de l'Aude, est peuplé de mollusques marins et de foraminifères, en sorte qu'il peut être considéré comme une mer intérieure en miniature. Deux ouvertures ou graus le mettent en communication avec la Méditerranée, le grau de la Justice au Nord, le grau de Lafranqui au Sud. Une coupe, faite dans le sens de sa plus grande largeur et passant par le village de la Palme, montre que sa profondeur est très-petite, puisqu'elle n'est pas de beaucoup supérieure à 1 mètre. La pente du fond est extrêmement faible sur le côté oriental. D'après la carte géologique de France, l'étang de la Palme occupe le fond d'un bassin très-circonscrit qui est formé par le terrain crétacé inférieur; la partie basse de ce bassin a été remplie par le pliocène et par des alluvions marines. En examinant les dépôts du bord de l'étang, on trouve qu'ils contiennent du quartz hyalin, du feldspath orthose, du mica blanc argenté, des débris de roches granitiques, quelquefois de l'ophite qui s'attaque par l'acide, en donnant de la silice gélatineuse; il y a surtout des fragments calcaires assez peu arrondis qui proviennent des parois crétacées du bassin. Les dépôts pris dans le fond de l'étang offrent encore les mêmes éléments minéralogiques; ils ont toutefois un grain plus fin et deviennent marneux. Quant aux coquilles, leur proportion va en augmentant vers le fond;

c'est ce qu'indique, en effet, le dosage du carbonate de chaux contenu dans les dépôts. Car, au grau de la Justice, le dépôt renferme seulement 12 de carbonate de chaux près du bord du chenal, tandis qu'il y en a 29 dans le fond. Les mêmes résultats ont d'ailleurs été obtenus à l'autre ouverture de l'étang, c'est-à-dire au grau de Lafranqui.

Si l'on avance du bord oriental vers le bord occidental de l'étang de la Palme, en le traversant suivant sa plus grande largeur, on trouve que le carbonate de chaux s'élève de 32 à 37, puis à 47 pour 100 ; il y a donc augmentation visible du carbonate de chaux vers la partie profonde de l'étang. Ce résultat doit être attribué surtout à l'abondance plus grande des coquilles et des foraminifères. Sur le bord occidental, le carbonate de chaux atteint du reste 70, parce qu'alors le dépôt contient beaucoup de calcaire fourni par les collines crétacées qui se dressent près de l'étang.

Un tuf calcaire brunâtre, empâtant des grains de sable, s'observe aussi sur ce bord occidental de l'étang de la Palme ; il provient sans doute d'infiltrations produites par des nappes d'eau souterraines qui sont chargées de carbonate de chaux.



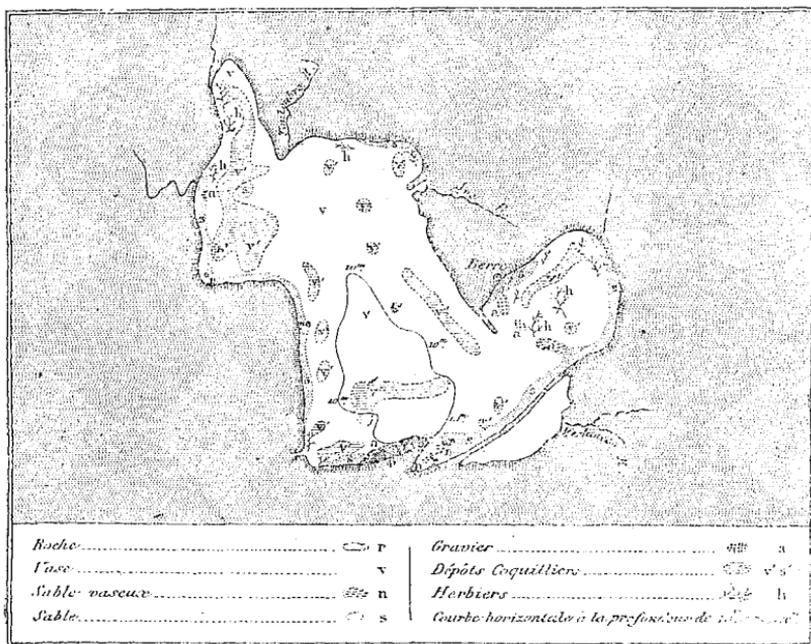
VIC. — Le marais de Vic, près de Frontignan, donne des dépôts qui ont été étudiés par M. Duponchel (1). Il est bordé par des collines calcaires et sur certains points son fond s'abaisse au-dessous du niveau de la mer, avec laquelle il communique. La vase déposée dans les parties qui se dessèchent au milieu de l'été, consiste en un calcaire blanchâtre, pulvérulent. Elle ne contient pas moins de 95 à 98 0/0 de carbonate de chaux, accompagné d'un peu de carbonate de magnésie ; on y trouve seulement quelques centièmes d'argile et de quartz ainsi que du sel marin, variant depuis 0,07 jusqu'à 4 0/0, suivant l'endroit où elle est récoltée. Enfin, il y a encore des matières organiques provenant de conferves et d'animalcules.

(1) *Traité d'hydraulique et de géologie agricoles*, page 410.

La grande proportion de carbonate de chaux de cette vase s'explique par cette circonstance que le marais de Vic est fortement encaissé dans un bassin calcaire, en sorte qu'il reçoit, indépendamment des eaux de la mer, des eaux de sources qui sont très-chargées de carbonate de chaux.

BERRE. — L'étang marin le plus important de notre littoral est celui de Berre. Il remplit une légère excavation dans les roches tertiaires et crétacées et il communique avec la mer par l'échancrure étroite des Martigues dont la longueur dépasse 6 kilomètres. Comme la profondeur de cet étang est de plusieurs mètres, même près des bords et dans le chenal ; comme de plus ses eaux sont parfaitement à l'abri des agitations, il semble préparé par la nature pour l'établissement d'un port immense.

ÉTANG DE BERRE.



Grave chez Erhard.

En ce qui concerne les dépôts de l'étang de Berre, le sable se montre en zones très-minces, mais seulement le long des rives. De

plus, on l'observe particulièrement sur le bord sud de l'étang : ce résultat doit sans doute être attribué à ce que le mistral est le vent qui peut surtout y produire des vagues ; or, il souffle du côté du nord et par suite il tend à pousser les plus fortes vagues vers la rive méridionale.

La vase forme presque exclusivement le fond de l'étang de Berre. Sa couleur est généralement grise ou noire, accidentellement jaunâtre.

Des herbiers se développent dans l'étang, notamment à l'Est et au Nord-Ouest.

Les mollusques marins y sont répartis d'une manière assez inégale ; ainsi, ils pullulent autour du promontoire sur lequel se trouve la ville de Berre et vers le chenal de l'étang ; ils pullulent encore au Nord-Ouest jusque dans le golfe de Saint-Chamas. Au contraire, ils sont rares ou bien ils manquent dans certaines parties, spécialement près des embouchures de l'Arc, du Merlançon et du Touloubre qui sont les principaux cours d'eau allant se jeter dans l'étang. On conçoit d'ailleurs que ces petites rivières se déversant dans un bassin peu étendu et peu profond doivent nécessairement diminuer la salure de l'eau et la rendre saumâtre près de leurs embouchures, ce qui en éloigne les mollusques marins.

Résumé sur les lacs et les étangs littoraux.

En résumé, les lacs nous éclairent sur la formation des terrains lacustres et les étangs marins littoraux sont très-intéressants à étudier parce qu'ils nous montrent en miniature ce qui se passe dans la mer. Les eaux qu'ils reçoivent dans leurs bassins viennent tantôt des rivières et tantôt de la mer ; dans tous les cas, elles éprouvent un ralentissement subit à leur arrivée, en sorte qu'elles se débarrassent de la plus grande partie des matières qu'elles entraînent et même de celles qu'elles tiennent en suspension ; le remplissage des bassins tend donc à s'opérer rapidement et, d'un autre côté, la terre ferme empiète sur les eaux par la formation de deltas.

La grosseur des dépôts dans les différentes parties d'un lac ou

d'un étang littoral est en relation avec sa profondeur, avec l'agitation et avec la vitesse de ses eaux. Un lac qui est bordé par des collines abruptes reçoit des cours d'eau torrentiels qui peuvent rouler des débris volumineux.

Mais un étang littoral se trouve généralement en pays plat ; par suite, les cours d'eau n'y arrivent qu'avec une faible vitesse et ils transportent seulement des sédiments ténus. Aussi le dépôt qui s'y forme est-il à grain fin et le plus souvent même à l'état de vase.

Du reste, le grain du dépôt varie, sur un même point, à mesure que s'opère le remplissage du bassin.

La composition minéralogique du dépôt d'un lac ou d'un étang littoral dépend essentiellement de son bassin hydrographique. Quand ce dernier présente des roches calcaires, le dépôt contient du carbonate de chaux qui est amené à l'état de vase ou bien secrété par des mollusques s'y développant alors en grande quantité. Quand le bassin hydrographique n'est pas calcaire, les eaux qui se déversent dans l'étang renferment très-peu de carbonate de chaux ; dans ce cas, les mollusques testacés y sont rares, car il n'y trouvent que difficilement une substance indispensable à la sécrétion de leur têt : ces mollusques étant les principaux agents de concentration du carbonate de chaux, on conçoit qu'alors le dépôt formé puisse en être dépourvu ; c'est ce qu'on observe dans le lac de Grand-Lieu et dans certains étangs des Landes.

La tourbe et le minerai de fer (limonite) doivent d'ailleurs être spécialement mentionnés parmi les dépôts des lacs et surtout des marais.

Quand un étang littoral communique avec la mer ou quand il se laisse accidentellement envahir par ses eaux, il est peuplé de mollusques marins et, indépendamment des débris fournis par son bassin hydrographique, il reçoit ceux qui sont apportés par la mer elle-même.

Ajoutons que les dépôts formés dans les lacs et dans les étangs peuvent provenir, non-seulement de la surface de la terre, mais encore de son intérieur. Ainsi, souvent des sources incrustantes y engendrent des grès, des poudingues, des tufs et des calcaires

concrétionnés. Quelquefois aussi les dépôts sont mélangés de débris rejetés directement par les éruptions volcaniques ; c'est du moins ce qui devait avoir lieu dans les lacs tertiaires de l'Auvergne.

D'un autre côté, il est possible que de l'argile, du sable, du gypse et des substances salines soient apportés dans le bassin d'un lac par des éruptions geysériennes. Les sources thermo-minérales, siliceuses ou calcaires, peuvent surtout y produire des dépôts de silex et de carbonate de chaux : ces derniers agents paraissent, en particulier, avoir contribué d'une manière très-efficace à la formation des terrains lacustres de la France, notamment de ceux qui constituent la Beauce et la Brie.

Enfin, certains lacs actuels déposent aussi, comme nous le verrons, du sel marin, du gypse, du natron, du borax et différentes matières salines.

— En terminant l'étude des dépôts lacustres de la France, observons que, formés par les rivières ou par les lacs, ils participent toujours bien visiblement des caractères de leurs bassins hydrographiques ; de plus, ils sont souvent variables pour des bassins rapprochés.

Nous verrons au contraire que les dépôts marins présentent une composition plus uniforme : ce résultat tient à ce que les roches entraînées dans le domaine de la mer sont beaucoup plus triturées que dans les rivières et dans les lacs ; elles s'usent et se dissolvent alors d'une manière plus complète, en sorte qu'elles se réduisent aux produits uniformes et ultimes de leur destruction, qui sont surtout l'argile et le quartz.

CHAPITRE VII

III. — MER.

Il importe, maintenant d'étudier la mer avec quelque détail, puisqu'elle est naturellement l'agent principal des dépôts marins. Des causes très-diverses la mettent en mouvement et engendrent des vagues et des courants ; mentionnons spécialement les vents, les marées, les changements que l'eau éprouve dans sa température, dans sa salure et dans sa densité, les variations dans la pression et même dans l'état électrique de l'atmosphère, enfin les tremblements de terre et les phénomènes éruptifs qui sont beaucoup plus accidentels.

Procédant d'une manière synthétique, nous examinerons les effets que la mer produit actuellement et nous décrirons plus particulièrement ceux qui s'observent sur les côtes de France.

Ces effets sont très-complexes ; car par suite de sa mobilité même, la mer est sans cesse mise en mouvement par les causes extérieures et intérieures qui viennent d'être énumérées. D'abord elle est sillonnée par un grand nombre de courants et ces derniers sont tantôt permanents, tantôt au contraire périodiques ou accidentels. En outre, les vagues qui couvrent sa surface peuvent accompagner les courants, bien qu'elles en soient indépendantes. Ce sont d'ailleurs les vagues et les courants qui donnent lieu aux phénomènes d'érosion et de transport. Il importe donc d'étudier séparément chacune des causes qui agitent les eaux de la mer ; c'est ce que nous ferons en prenant pour guide les travaux de MM. J. Dana, Elie de Beaumont, Maury, sir Henry de la Bèche, sir Charles Lyell, Frissard, V. Chevalier, Bouniceau.

Etablissons d'abord quelques faits généraux.

Puissance d'érosion et de transport de l'eau de mer.

Ce qui a été dit précédemment relativement à la force d'érosion et de transport de l'eau douce peut s'appliquer aussi à l'eau de mer. Il faut remarquer seulement que sa puissance devient notablement plus grande.

En effet, la densité de l'eau de mer est supérieure de $1/40$ à celle de l'eau douce, en sorte que les effets de choc et de transport qui dépendent de sa masse seront par cela même augmentés.

Du reste, l'eau de mer produit l'érosion, non-seulement par le choc qu'elle exerce contre les roches sur lesquelles elle est projetée avec violence, mais encore et surtout par les galets ainsi que par les débris qu'elle roule avec ses vagues.

De plus, lorsqu'elle est lancée contre les falaises, l'air qui s'est interposé entre leurs fissures se trouve subitement comprimé et ces fissures tendent à la fois à s'agrandir et à se multiplier ; la force élastique de l'air facilitera donc le travail de désagrégation.

Il faut ajouter que l'eau de mer contient en dissolution plus d'acide carbonique et beaucoup plus de sels que l'eau douce ; par suite, elle attaquera généralement les roches et en particulier les calcaires avec plus de facilité. L'on conçoit aussi que par son énorme masse, elle devra nécessairement engendrer des effets tout à fait exceptionnels.

— Maintenant lorsque la mer charrie des glaces elle produit encore par leur intermédiaire des effets d'érosion et de transport d'une grande puissance. Ces derniers acquièrent même une importance toute spéciale dans les mers arctiques et en général dans celles qui se recouvrent de glaces pendant l'hiver ou dans celles qui sont traversées par des glaces flottantes. L'érosion a lieu par les glaciers des régions polaires qui descendent jusque dans le fond de la mer ; elle a lieu également par le choc des glaces qui, projetées contre les rivages, les détruisent comme le ferait un bélier. Quant au transport, il est opéré par les glaces provenant des glaciers et aussi par celles qui bordent le rivage ; car elles enchâssent divers débris et même des blocs anguleux de grandes dimensions.

Sur les côtes de France, les glaces ne jouent plus qu'un rôle extrêmement secondaire ; cependant, elles sont entraînées dans la mer au moment de la débâcle de nos fleuves. En outre, dans quelques hivers très-rigoureux, de la glace s'est formée le long de nos côtes et même à la surface de la mer : en particulier, pendant les hivers de 1709 et 1788, la Manche a été gelée jusqu'à

deux lieues du rivage et il y avait aussi de la glace sur notre littoral méditerranéen.

Vagues.

Lorsque la mer est agitée par les vents, il s'y produit des vagues. Pendant les tempêtes, au large et dans les parages très-tourmentés, ces vagues peuvent atteindre la hauteur de 10 mètres ; mais dans la Méditerranée, leur hauteur n'est guère supérieure à 5 mètres. Sur les côtes de France baignées par l'Océan, elle s'élève jusqu'à 6 mètres dans la Manche et à 7 mètres dans le golfe de Gascogne.

La longueur des vagues n'est pas moins variable que leur hauteur, et dans l'Océan elle peut aller jusqu'à 200 mètres. Quant à leur vitesse, elle est quelquefois de 50 kilomètres à l'heure.

Les marées occasionnent d'ailleurs des dénivellations qui sont bien supérieures à celles des vagues, car elles atteignent 23 mètres dans la baie de Fundy.

Enfin, quand les vagues viennent se briser sur le rivage, elles lancent leur écume jusqu'à une hauteur extraordinaire ; au phare d'Edystone, notamment, il est arrivé que cette hauteur s'est élevée à plus de 50 mètres.

— Les effets de transport produits par les vagues et surtout leurs effets d'érosion sont extrêmement puissants.

D'abord, la pression que les vagues, et en général les ondes oscillantes ou courantes, exercent contre un obstacle est proportionnelle à leur masse et au carré de leur vitesse. De plus, cette pression est proportionnelle à la surface sur laquelle elle agit.

Pour des blocs plongeant dans la mer, l'action des vagues sera donc proportionnelle à leurs surfaces, c'est-à-dire aux carrés de leurs dimensions ; tandis que la résistance des blocs dépendra de leurs poids et sera proportionnelle à leurs cubes.

Mentionnons quelques effets exceptionnels produits par les vagues.

A Plymouth, un bloc de calcaire du poids de 7 tonnes a été enlevé par une mer furieuse et transporté à une distance de 50 mètres. Dans les travaux des ports, on a même constaté que, pendant des tempêtes, les vagues ont déplacé des blocs atteignant 40 mètres cubes.

D'après les dérangements éprouvés par les matériaux qui ont servi à construire la digue de Cherbourg, l'action des vagues peut être évaluée à une pression de 3254 kilogrammes par mètre carré. Dans la Méditerranée, elle est quelquefois très-considérable, car elle a atteint 3500 kilogrammes pendant les travaux du port d'Alger et jusqu'à 16000 kilogrammes à Civita-Vecchia.

Stéphenson a du reste mesuré directement la pression exercée par les vagues en leur présentant une plaque de fonte derrière laquelle étaient placés des ressorts dynamométriques. A Skerryvore, où la mer est très-violente, cette pression s'élève en moyenne à 3055 kilogrammes pour l'année entière ; elle devient dix fois plus grande pendant les tempêtes.

— De Lamblardie a fait observer que quand le rivage est composé de sable ou de débris entièrement meubles, les vagues qui viennent le frapper donnent lieu à des forces égales, parallèles, qui sont uniformément réparties, en sorte que sa forme doit alors tendre vers la courbe nommée chainette.

D'un autre côté, les galets sont accumulés par les vagues suivant une digue dont le profil présente à peu près une cycloïde, c'est-à-dire la courbe suivant laquelle ils montent ou redescendent avec la plus grande vitesse possible.

— Les effets mécaniques produits par les vagues, ont été spécialement étudiés par M. de Tesson et nous lui emprunterons l'explication qu'il en a donnée.

M. de Tesson observe d'abord que dans la propagation des vagues, le mouvement des particules d'eau n'est pas seulement vertical ; puisque, si l'on regarde une onde en portant son attention sur de petits corps flottants, on voit que leur azimuth change très-visiblement, surtout à mi-hauteur de l'onde, soit sur la partie qui s'abaisse, soit sur celle qui s'élève. Leur déplacement a lieu dans le sens de la propagation de l'onde ; mais la vitesse de ce mouvement de progression est extrêmement faible.

C'est seulement au voisinage d'un banc ou d'une côte, aux points où la profondeur de l'eau devient de plus en plus insuffisante pour le développement complet de l'onde, que le mouvement vertical

d'oscillation de cette onde se transforme en un mouvement continu de transport parallèle au fond et dans la direction de la propagation de l'onde; et alors la vitesse de ce mouvement de progression peut être extrêmement grande.

Car lorsqu'une onde se propage sans déformation sensible, la somme des demi-forces vives reste à peu près constante pendant toute la durée du mouvement. Mais d'après M. de Tesson, si la masse qui reçoit cette demi-force vient à se réduire subitement par suite de la diminution de la profondeur ou de la largeur du bassin, la vitesse augmentera et par suite l'eau devra s'élever plus haut et descendre plus bas. De plus, dans le cas où cela ne sera pas possible, à cause du peu de profondeur de l'eau, cette eau acquerra un mouvement continu de transport, parallèlement au fond et dans le sens de la propagation de l'onde.

« Soit, en effet, m la masse d'une particule d'eau et V sa vitesse, « la demi-force vive sera $\frac{1}{2} m V^2$; et la somme de $\frac{1}{2} \Sigma m V^2$ de tous « les produits semblables, étendue à toutes les particules en mouve- « ment qui composent l'onde, sera à peu près constante.

« Si l'on désigne par M la masse totale des particules en mouve- « ment et par u une certaine vitesse moyenne entre toutes celles de « ses particules, on aura $\Sigma \frac{1}{2} m V^2 = \frac{1}{2} M u^2 =$ constante. Par suite « si $M' < M$ est la masse d'eau mise en mouvement par la masse « M rentrée au repos; et si u' est la vitesse moyenne, correspondante

« on aura : $\frac{1}{2} M u^2 = \frac{1}{2} M' u'^2$ et par conséquent $u' = u \sqrt{\frac{M}{M'}}$.

« Or, M' diminue de plus en plus à mesure que l'onde arrivée à « l'accore d'un banc s'avance vers ce banc, ou qu'arrivée au voisi- « nage d'une côte, elle s'avance vers cette côte, ou qu'arrivée à « l'entrée d'une baie en entonnoir, elle s'avance vers le fond de cet « entonnoir; dans tous ces cas, la vitesse moyenne doit augmenter « de plus en plus. L'énorme demi-force vive d'une grande onde doit « donc se concentrer ainsi dans une masse d'eau de plus en plus « décroissante, et la rendre capable de produire de grands effets « mécaniques.

« Dans les cas ordinaires, de beaucoup les plus fréquents, les vagues
« déferlant par le haut, leur demi-force vive se perd en tourbillon-
« nements intérieurs de la masse d'eau et finalement se transforme en
« chaleur qui se dissipe. Mais dans des conditions particulières,
« c'est par le bas que la vague se rompt; et alors il se produit ce que
« l'on appelle *un flot de fond*. L'eau est lancée parallèlement au
« fond; et possédant encore la demi-force vive génératrice, elle
« peut produire de grands effets mécaniques, ou s'élever très-
« haut, si la configuration du fond la ramène peu à peu à la direc-
« tion verticale. »

Courants.

Les courants peuvent être permanents, périodiques ou bien acci-
dentels. Quelle que soit leur origine, ils produiront comme les vagues
des effets de transport et même d'érosion. Ces effets très-complexes
seront étudiés ultérieurement avec détail et, quant à présent, il suffit
d'observer qu'ils dépendent surtout de la vitesse de chaque courant.

Il importe d'ailleurs de tenir compte, non-seulement des courants
superficiels, mais encore des courants sous-marins. Ces derniers
sont dirigés tantôt dans le même sens que les premiers, tantôt dans
des sens différents. Comme ils ne subissent pas directement l'action
des vents, du soleil et de l'atmosphère, ils doivent être plus régu-
liers que les courants superficiels. Il serait à désirer qu'ils fussent
mieux connus, car ils exercent une grande influence sur la formation
des dépôts. Quand la vitesse des courants est suffisante, ils balayent
successivement les dépôts, ravinant et mettant sans cesse à nu le
fond de la mer. Ils transportent au loin les menus débris qu'ils
tiennent en suspension. De plus, ils entraînent souvent dans une direc-
tion constante la vase ou le sable qu'ils répartissent suivant des zones
parallèles. Les courants peuvent aussi accumuler le sable et engen-
drer des collines qui sont orientées suivant leur direction. Nous
aurons l'occasion de constater ces effets, lorsque nous étudierons
les dépôts des mers de France : ils sont bien accusés lorsqu'un fond
sableux et mobile est balayé par des courants énergiques; c'est
notamment ce qui a lieu dans les détroits comme le Pas-de-Calais,

à l'embouchure de quelques fleuves comme la Tamise, et dans certaines mers, comme la mer du Nord.

Observons encore que les courants superficiels ou sous-marins exercent indirectement une grande influence sur la formation des dépôts, particulièrement de ceux qui sont riches en carbonate de chaux ; car ils contribuent surtout à régler dans la mer la répartition de la température et par suite celle des mollusques.

Profondeur à laquelle le fond de la mer est agité.

L'agitation des vagues et leur force de déplacement qui sont si grandes sur le rivage et près de la surface de la mer vont en diminuant très-rapidement dans la profondeur ; mais on n'est pas complètement d'accord sur les profondeurs limites auxquelles les débris de diverses grosseurs cessent d'être remaniés par la mer.

Les ingénieurs ont constaté, par exemple, que les enrochements des constructions sous-marines ne sont guère dérangés au-dessous de 5 mètres dans la Méditerranée et au-dessous de 8 mètres dans l'Océan.

D'après M. l'Ingénieur hydrographe en chef de La Roche-Poncié, la profondeur à laquelle la mer brise généralement dans le golfe de Gascogne et opère le transport des sables, varie suivant son état d'agitation ; elle ne serait guère que de 3 mètres dans les temps ordinaires, de 5 mètres dans les gros temps, et c'est seulement dans les grandes tempêtes qu'elle dépasse 10 mètres. Le golfe de Gascogne présente cependant un sable fin très-mobile, qui se déplace facilement sous l'action des lames de fond.

Toutefois, M. V. Chevallier observe qu'à la presqu'île de Portland, dans la Manche, les lames remuent le galet jusqu'à 15 mètres sous basse mer, et qu'elles le lancent dans le haut jusqu'à 13 mètres de hauteur au-dessus de la vive eau.

Sir Henry de la Bèche rapporte aussi, qu'autour des côtes du Cornouailles et pendant les tempêtes, les vagues deviennent troubles et mettent en mouvement le fond de la mer jusqu'à une profondeur qui atteint 25 mètres.

En outre, les ondulations de la mer se transmettent à des profondeurs plus grandes ; car elles sont accusées par les *ripple-marks*

dont l'existence a été constatée sur des fonds vaseux jusqu'à une profondeur de 188 mètres. Sur des fonds aussi mobiles, l'on conçoit du reste que l'agitation la plus légère suffise pour occasionner des rides. Des tempêtes pourraient même en produire à une profondeur plus grande.

D'un autre côté, les écueils et les hauts-fonds réagissent d'une manière très-marquée sur le mouvement des vagues, lors même qu'ils sont à une grande profondeur. Ainsi, le banc de Terre-Neuve qui est à 160 mètres, produit encore un clapotement bien sensible à la surface de la mer.

Ajoutons enfin que, suivant le commandant Cialdi, pendant les tempêtes, le mouvement des vagues peut troubler l'eau et même déplacer le sable fin jusqu'à des profondeurs atteignant 40 mètres dans la Manche, 50 mètres dans la Méditerranée et 200 mètres dans l'Océan.

— Observons, d'ailleurs, avec M. Dana, que les effets de la mer sur ses parois sont extrêmement complexes et variables ; car, les circonstances principales desquelles ils dépendent, sont : 1° la hauteur des marées ; 2° la force et la direction des courants de marée et des divers courants ; 3° la direction habituelle des vents et des tempêtes ; 4° la force des vagues ; 5° la nature de la roche qui constitue les côtes ; 6° la forme de ces côtés.

— Parmi les diverses causes qui mettent la mer en mouvement, nous étudierons successivement :

A *Les courants permanents.*

C *Les vents.*

B *Les marées.*

D *Les ras de marée.*

Ces causes s'exercent dans toutes les mers ; mais, lorsqu'on considère spécialement les dépôts qui s'opèrent sur les côtes, comme nous nous proposons de le faire d'abord pour la France, les courants permanents ont moins d'importance que les vents et les marées ; en outre, dans une mer intérieure comme la Méditerranée, les effets des marées sont presque nuls.

A. — COURANTS PERMANENTS.

L'échauffement que le soleil produit dans les régions équatoriales détermine des courants permanents, à la fois dans la mer et dans

l'atmosphère. Mais les courants permanents de la mer sont réglés par les vents réguliers et réciproquement. Ils dépendent de la configuration des bassins marins et de la rotation de la terre. Ils dépendent en outre de circonstances assez complexes, particulièrement du degré de salure des eaux et de leur densité : d'une part, cette densité tend à augmenter par l'évaporation et d'autre part à diminuer par la dilatation, ainsi que par l'apport des eaux douces fournies soit par les pluies, soit par la fusion des glaces polaires (1).

Les courants marins que l'on appelle permanents ou généraux s'observent d'ailleurs sur d'immenses étendues. Les uns transportent les eaux chaudes de l'équateur vers les pôles ; tandis que les autres ramènent au contraire les eaux froides des pôles vers l'équateur.

Ils se maintiennent pendant l'année entière, bien que les saisons et les courants périodiques leur fassent subir quelques variations dans leur parcours et dans leur vitesse.

Comme ils sont déterminés par l'échauffement que produit le soleil, par le mouvement de la terre et par la répartition des mers et des terres sur notre globe, ils n'ont pas changé depuis l'époque actuelle. Remarquons même que les continents, en particulier l'ancien et le nouveau, sont séparés par des vallées sous-marines extrêmement larges et aussi très-profondes ; que, d'après leur étude géologique, ils étaient ébauchés bien avant l'époque actuelle et peut-être dès l'origine des terrains stratifiés ; par suite, l'existence de certains courants permanents et notamment de ceux qui traversent les deux grands Océans, l'Atlantique et le Pacifique, doit remonter jusqu'aux époques géologiques antérieures à la nôtre.

Les courants permanents sont du reste animés d'une vitesse assez faible. Pour le Gulf-Stream, par exemple, elle atteint au plus 2^m,57 par seconde, et en moyenne elle ne dépasse pas 0^m,77. De plus, ces courants sont ordinairement éloignés des côtes ou du moins ils y sont rarement appréciables lorsque la mer a peu de profondeur.

— Si nous considérons spécialement les mers de France, l'on y admet trois courants marins qui sont permanents (Carte n° 2) :

(1) H. Marié-Davy : *Météorologie* : Les mouvements de l'atmosphère et des mers considérés au point de vue de la prévision du temps.

1° Une des branches du Gulf-Stream se dirige vers l'ouest de la France et contourne le golfe de Gascogne en le remontant à distance des côtes ; c'est le courant dit de Rennel. Il longe le nord de l'Espagne, se relève d'abord vers le nord, puis s'incline vers le N-O, et vers la pointe méridionale de l'Irlande. Sa vitesse moyenne, à 100 kilomètres d'Ouessant, est de $0^m,64$ par seconde. Sa largeur le long des côtes occidentales de la France, est environ de 35 kilomètres et il s'élargit de plus en plus en remontant vers le nord.

Ce courant de Rennel engendre d'ailleurs un faible contre-courant qui est littoral et suit les côtes occidentales de la France depuis Ouessant jusqu'au fond du golfe de Gascogne.

2° Il est encore possible, comme l'observe M. de La Roche-Poncié, qu'une autre branche très-peu importante du Gulf-Stream remonte la Manche, traverse le Pas-de-Calais et longe les côtes orientales de la mer du Nord. Dans la Manche, son existence est peu appréciable par suite des courants alternatifs de marée ; mais dans le Pas-de-Calais, elle paraît indiquée par une prédominance des courants qui sont dirigés de la Manche vers la mer du Nord.

3° Dans la Méditerranée, il existe aussi un courant qui est permanent, bien que les vents puissent quelquefois le masquer. Il est fermé et longe le littoral : au Nord et sur les côtes de France en particulier, il se dirige de l'Est à l'Ouest, tandis qu'au Sud et près de l'Algérie, il marche en sens contraire. Sa vitesse sur les côtes de France est seulement de $0^m,07$ par seconde dans les anses et au plus de $0^m,80$ près des caps.

— Enfin, il convient de mentionner parmi les courants permanents, ceux que les fleuves engendrent dans la mer. Ils sont sujets à des variations qui dépendent de la quantité d'eau débitée par ces fleuves, de leur régime, ainsi que de l'action des vents et des marées. Du reste, comme ils sont en relation étroite avec le relief des terres émergées, ils ont habituellement subi de grandes variations entre deux époques géologiques.

Si l'on prend comme exemple le Rhône, ses eaux donnent des courants qui se reconnaissent en mer jusqu'à 4 kilomètres et même à plus du double pendant les crues. Leur direction dépend surtout

de la forme que présentent les embouchures du Rhône et elle change à mesure qu'ils s'en éloignent. Ainsi, les courants du grau de l'Est traversent l'entrée du golfe de Fos ; tandis que ceux des autres graus marchent d'abord vers le Sud, puis tournant à l'Ouest-Sud-Ouest, se dirigent ensuite parallèlement à la côte et disparaissent vers le bourg des Saintes-Maries. Quant à leur vitesse, elle diminue à mesure qu'on s'éloigne des embouchures. Elle diminue surtout très-rapidement dans la profondeur ; car partout, à 1 mètre de profondeur, elle est bien inférieure à celle de la surface et à 2^m,50, elle est généralement très-faible ou nulle. Dans la profondeur, la salure augmente d'ailleurs à mesure que la vitesse diminue et lorsque cette dernière devient nulle, l'eau possède le même degré de salure que la mer (1).

En définitive, les courants permanents de l'embouchure des fleuves sont formés par des eaux plus ou moins saumâtres. Leur débit est assez variable et de plus extrêmement petit, relativement aux masses énormes que les courants marins mettent en circulation ; mais comme ils apportent une grande quantité d'alluvions, ils réclament une attention spéciale, particulièrement dans les mers intérieures.

Autour des côtes de France, les courants permanents ne sont pas très-accusés ; ils peuvent même être masqués et disparaître sous l'action des marées et des vents irréguliers.

a. — Érosion.

Les courants permanents ont généralement une faible vitesse, et par suite ils produisent des effets d'érosion très-limités, comparativement à leur volume qui est si considérable ; d'un autre côté, lorsqu'ils sont sous-marins, ils peuvent exercer ces effets sur de très-vastes étendues.

Si le fond de la mer est formé par des roches pierreuses, il n'éprouvera qu'une usure très-minime ; toutefois, il convient d'en tenir compte, puisque les vents eux-mêmes quand ils entraînent des sables, parviennent à polir et à user les roches les plus dures.

(1) Desjardins : *Aperçu historique sur les embouchures du Rhône*. (Expériences faites par M. Reybert, sous la direction de MM. Pascal et Bernard), p. 91 et suivantes.

Si le fond présente, au contraire, de la vase, du sable fin ou des dépôts meubles, ce qui est le cas général, il sera plus ou moins dégradé, surtout lorsque, par suite du retour des saisons, les courants permanents subiront leurs variations et leurs déplacements périodiques.

Du reste, les courants permanents peuvent être comparés à des fleuves qui traversent les mers, en sorte qu'ils doivent remanier plus ou moins le fond de leur lit et donner lieu à des dépressions dans les parties rapides de leur parcours ; mais comme c'est seulement à la surface qu'ils ont été étudiés, et comme leur vitesse diminue ou change même de sens dans la profondeur, il est aussi difficile d'apprécier leurs effets d'érosion sur le fond des mers actuelles que sur les couches émergées provenant des mers antérieures.

b. — Transport.

Malgré leur faible vitesse, les courants permanents transportent des corps flottants et des débris microscopiques. D'abord, ils entraînent à de grandes distances les végétaux marins ou terrestres. On sait, en particulier, que le Gulf-Stream apporte les arbres de l'Amérique centrale jusque sur les côtes d'Islande. Les végétaux marins ou terrestres entraînés par les courants retiennent d'ailleurs des pierres adhérentes à leurs racines et ils sont accompagnés de mollusques.

Maintenant, les courants d'eau froide descendant des régions polaires, charrient des glaces flottantes qui enchâssent des blocs quelquefois énormes et, à mesure qu'elles se fondent, elles les déposent dans l'Océan.

Dans nos mers de France, les courants permanents n'amènent pas des bois ou des glaces provenant d'autres régions ; il n'y flotte guère que des plantes marines. Cependant, les glaces contribuent quelquefois à opérer des dépôts de pierres sur nos côtes ; en effet, nos fleuves transportent leurs glaces jusqu'à la mer, et par des hivers exceptionnels, la mer elle-même gèle sur ses bords.

Remarquons du reste avec M. le commandant Cialdi, que dans la Méditerranée, les courants permanents littoraux n'ont pas sur la formation des atterrissements la grande influence qui leur a été attribuée. Indépendamment de ce que leur vitesse est faible, elle di-

minue rapidement dans la profondeur et elle peut même changer de sens. Comme nous le verrons plus loin, c'est surtout le vent dominant qui détermine sur chaque côte la formation et la marche des atterrissements.

Les courants permanents règlent au contraire la formation des dépôts au large des côtes. En effet, leur température, suivant qu'elle est élevée ou basse, provoque ou restreint sur leur parcours le développement des mollusques. De plus, bien qu'étant animés d'une faible vitesse, ils transportent des débris microscopiques jusqu'à d'énormes distances. Lorsqu'ils tiennent de la vase en suspension, ils la répandent sur tout leur parcours et même au-delà des limites où leur vitesse devient nulle; car l'on sait que certaines eaux troubles exigent un repos de plusieurs mois pour déposer leurs schlamms et pour se clarifier complètement. En outre, les courants permanents entraînent les sables fins, les foraminifères et les menus fragments de coquilles, soit qu'ils les transportent directement, soit qu'ils les fassent rouler sur le fond de la mer. Il en résulte ces strates obliques que le géologue observe dans les couches marines, lors même qu'elles se sont déposées loin des côtes.

— En résumé, les courants permanents contribuent spécialement à la formation des dépôts pélagiques ou de haute mer et ils leur donnent une grande uniformité sur de vastes étendues.

Si l'on considère en particulier les courants permanents sous-marins, ils doivent produire jusque par les plus grandes profondeurs, des effets d'érosion et de transport analogues à ceux des fleuves sur le fond de leur lit; ces effets sont d'ailleurs très-importants, lors même que la vitesse des courants est très-faible, parce qu'ils s'opèrent toujours sur une échelle immense.

B. — MARÉES.

Les marées résultent des attractions combinées de la lune et du soleil sur les mers. Elles donnent lieu dans l'Océan à des ondes ayant plusieurs milliers de kilomètres de longueur, et se propageant avec une très-grande vitesse. En outre, elles engendrent des courants qui exercent une action énergique sur les côtes et qui contri-

buent tantôt à les dégrader, tantôt à y former des atterrissements.

Comme elles sont très-variables le long des côtes de France que nous nous proposons d'explorer en détail, il est nécessaire de faire connaître leur hauteur. Le tableau suivant la donne pour l'époque des syzygies.

NOMS DES LOCALITÉS.	HAUTEUR de la marée aux syzygies.
Bayonne (embouchure de l'Adour)	2 ^m ,8
Royan (embouchure de la Gironde)	4 ,7
Saint-Nazaire (embouchure de la Loire).	5 ,4
Lorient.	4 ,5
Brest.	6 ,4
Saint-Malo.	11 ,4
Granville	12 ,3
Cherbourg,	5 ,6
Le Havre (embouchure de la Seine).	7 ,1
Dieppe	8 ,8
Boulogne.	7 ,9
Calais	6 ,3
Gravelines.	5 ,9
Dunkerque.	5 ,4

C'est à Bayonne, dans le golfe de Gascogne, que les marées sont les plus faibles. A Brest, à Calais, à Dunkerque, elles sont à peu près doubles en hauteur de ce qu'elles sont à Bayonne et elles deviennent triples à Dieppe. A Saint-Malo et à Granville, elles sont au moins quadruples; car elles produisent des différences de niveau qui sont environ de 12 mètres et qui peuvent accidentellement atteindre 13 mètres.

Du reste, la hauteur des marées dépend beaucoup de l'action des vents qui, suivant le sens dans lequel ils soufflent, tendent soit à l'augmenter, soit à la diminuer.

Elle est aussi modifiée par la pression atmosphérique et elle varie en sens inverse. Comme l'a bien montré M. Chazallon, une diminution de pression représentée par 0^m,001 de mercure dans le baromètre doit même donner lieu à une élévation 13,5 fois plus grande dans le niveau de l'Océan. L'observation confirme d'ailleurs ce ré-

sultat qui peut toutefois être influencé par des circonstances locales.

Enfin, la hauteur des marées dépend essentiellement de la forme des côtes ; ainsi, elle devient plus grande sur les terrasses sous-marines qui se relèvent en pente douce autour des rivages de l'Océan ; de plus elle augmente dans les détroits et surtout dans les baies qui sont disposées en entonnoir.

La partie du rivage qui est alternativement couverte et découverte par les marées se nomme la plage ou l'estran.

Les marées des syzygies sont dites de *vives eaux*, celles des quadratures de *mortes eaux*.

Lignes cotidales.

On appelle lignes cotidales ou de marées contemporaines, celles qui passent par les points pour lesquels la mer devient haute, c'est-à-dire atteint le plein à un même moment. Whewell et Lubbock ont tracé les lignes cotidales pour toutes les mers du globe entier ; elles sont marquées d'heure en heure et elles indiquent d'une manière très-nette le mode de propagation des marées. (Cartes n^{os} I, II, III).

Le faite de la grande onde des marées se déplace successivement comme le montrent ces lignes et en suivant les heures croissantes. Sa marche qui est rapide dans les parties profondes des Océans, se ralentit au contraire beaucoup près des côtes. Ce résultat s'accorde du reste avec la théorie ; car, d'après Lagrange, les ondes se transmettent avec une vitesse $V = \sqrt{gh}$, g étant la pesanteur et h la hauteur de l'eau.

— Pour la France en particulier, on voit que l'onde des marées vient frapper directement toutes nos côtes occidentales, entre la frontière d'Espagne et le Finistère. Elle pénètre ensuite dans la Manche qu'elle traverse. A sa sortie du Pas-de-Calais, elle longe les Pays-Bas et le Danemark ; elle se rencontre d'ailleurs dans la mer du Nord avec la marée qui descend les côtes orientales de l'Angleterre, en sorte que ses effets sont par cela même atténués.

Sa vitesse au delà d'Ouessant et dans l'Atlantique s'élève à 176 mètres par seconde ; tandis qu'elle se réduit à 21 mètres d'Ouessant à Boulogne, la Manche ne présentant qu'une faible profondeur.

Flot.

La marée montante donne lieu au courant que l'on nomme le flot ou le flux. Elle vient se briser contre nos côtes occidentales. Pénétrant dans la Manche, elle remonte le détroit et va d'abord s'engouffrer dans la baie de Cancale ; puis contournant le Cotentin, elle se heurte contre les falaises du pays de Caux et traverse le Pas-de-Calais.

Jusant.

La marée descendante produit un courant nommé le jusant ou le reflux qui est dirigé en sens inverse du flot. Son mouvement est plus tranquille, cependant il devient quelquefois rapide, notamment dans les baies où ses eaux ne peuvent s'étaler ; c'est surtout bien marqué lorsque l'eau d'une rivière vient s'ajouter à celle qui a été accumulée par la marée.

Vers la rencontre des deux courants opposés, formés par le flot et par les eaux d'un fleuve présentant une faible profondeur à son embouchure, il peut se produire, à l'époque des grandes marées, une onde qui se propage dans ce fleuve et qui occasionne le phénomène du mascaret. Dans la baie de Seine, cette onde s'élève de plus de 2 mètres et sa vitesse atteint 6 à 7 mètres par seconde.

Courants de marée.

La vitesse du courant de flot est généralement supérieure à celle du courant de jusant ; c'est en particulier ce qui s'observe dans la Manche. Il résulte, en effet, des recherches des Ingénieurs Hydrographes que, dans les marées moyennes de vives eaux, la vitesse du courant de flot y est comprise entre 2^m,15 et 1^m,50 par seconde ; tandis que celle du courant de jusant varie de 2 mètres à 1^m,50.

D'un autre côté, la durée du jusant y est supérieure de 1 1/2 à 2 heures sur la durée du flot, quand l'action des vents n'influe pas sur le régime spontané des courants (1).

Les courants de flot et de jusant se font sentir dans les fleuves qui se jettent dans l'Océan jusqu'à une distance quelquefois très-grande

(1) Plocq : *Annales des ponts et chaussées*, 1863, mars et avril, 175.

de leur embouchure. Dans la Gironde, vers la pointe de Grave, la vitesse de ces courants, à la surface, peut s'élever à 2 mètres pour le flot et même atteindre accidentellement 2^m,50 pour le jusant. En remontant le fleuve, cette vitesse va naturellement en diminuant, et l'on trouve qu'elle est environ de 1^m,50 entre le Bec-d'Ambès et Bordeaux. Du reste, la vitesse moyenne du jusant est un peu supérieure à celle du flot dans la Gironde (1).

L'accumulation des eaux dans une baie et leur élévation au-dessus du niveau de la mer doit naturellement engendrer un contre-courant inférieur ; ce dernier s'écoule sur le fond et sa force devient d'autant plus grande que la marée est elle-même plus haute et que la baie est plus allongée.

Les marées produisent surtout les courants qui se font sentir sur les côtes de France baignées par l'Océan. Mais ces derniers sont plus ou moins modifiés par les courants permanents, par les vents et par la forme des côtes. Voici, pour divers points de notre littoral, quelle est à peu près la vitesse moyenne des courants :

Ile d'Yeu	0 ^m ,5
Rade de Lorient	1 ,0
Près Dunkerque et la digue de Cherbourg	1 ,4
Près les jetées de Dieppe, de Boulogne et à quelque distance de celles du Havre	1 ,8
Calais	2 ,4
Iles d'Ouessant	4 ,5
Baie d'Audierne	3 à 5 ^m
Raz Blanchart près d'Aurigny	5 ^m .

La direction des courants de marées est indiquée par des flèches sur la carte de France, d'après le Pilote Français, et il est facile de constater qu'elle est très-variable sur nos côtes (Carte n° I).

Dans la Manche, les marées engendrent d'abord un courant central et alternatif qui est bien caractérisé. De plus, vers les bords, elles donnent lieu à des courants giratoires qui font le tour de la circonférence et dont la rotation a lieu comme les aiguilles d'une montre, c'est-à-dire en sens direct sur la rive anglaise, en sens inverse sur la rive française.

(1) M. l'Ingénieur Poirier.

Le voisinage des îles tend généralement à augmenter la vitesse des courants de marées.

Les courants de marées dans la Manche, dans le Pas-de-Calais et dans la mer du Nord, ont été l'objet de travaux nombreux et importants parmi lesquels il convient de signaler ceux de MM. Monnier, Becchey, Chazallon, Scott Russel, Keller et Plocq. Les phénomènes y sont très-complexes ; cependant ils peuvent s'expliquer en admettant l'interférence de deux ondes inverses ayant des directions opposées et partout inégales d'intensité. La Manche qui est un canal ouvert à ses extrémités, reçoit deux courants de la marée montante ; l'un qui arrive de l'Ouest et pénètre dans le détroit ; l'autre qui vient de la partie méridionale de la mer du Nord. Mais l'on conçoit que ces deux courants opposés doivent mutuellement ralentir leur mouvement : vers le milieu du canal de Flandre, entre la côte de Hollande et celle d'Angleterre, leurs ondes paraissent devenir égales, en sorte que la marée y atteint seulement 0^m,61 de hauteur ; et sur la côte Nord du Jutland sa hauteur devient même nulle.

a. — Érosion.

Les marées, par les courants qu'elles produisent, par leur grande hauteur et par leur mode de propagation sur les côtes de France, contribuent à y produire des effets d'érosion.

Ces effets sont accusés par la forme échancrée de nos côtes dans l'Océan ; ils sont surtout bien visibles dans le golfe de Gascogne, le long des Landes, de la Saintonge et de l'Aunis. Dans la Manche, ils sont très-marqués dans la baie de Cancale ainsi que sur la côte de la Haute-Normandie et autour du grand golfe dans lequel se jette la Seine.

Sous l'action des vagues qui accompagnent les marées et sont engendrées par les vents, les roches les plus dures sont brisées ; perdant peu à peu leurs parties saillantes, elles sont arrondies par l'usure et transformées en galets que la mer accumule vers son niveau supérieur. Les débris plus fins sont entraînés vers le large ; quant aux parcelles microscopiques, elles peuvent flotter et se répandre à de très-grandes distances.

b. — Transport.

Les courants de marée transportent des débris qui sont d'autant plus gros que leur vitesse est plus grande.

Le sens dans lequel ils les transportent est indiqué par la direction du flot et du jusant, laquelle a été figurée par des flèches sur les côtes de France (Carte n° I).

Observons maintenant que les marées sont accompagnées de vagues qui brisent sur le fond de la mer et, à une profondeur d'autant plus grande qu'elles sont plus élevées. Ces vagues mettent en mouvement les galets, les sables et surtout l'argile ainsi que les menus débris de la côte. Les mollusques qui habitent la plage et les plantes marines peuvent aussi être entraînés. En même temps, les eaux qui bordent le rivage deviennent troubles, limoneuses et de couleur jaunâtre ; la distance à laquelle le phénomène s'observe est d'ailleurs d'autant plus grande que la marée est plus forte, la mer moins profonde et plus agitée par les vagues. Le courant de flot ou de marée montante tend d'une part à accumuler sur la côte les débris qu'il tient en suspension ou ceux qu'il transporte en les roulant sur le fond de la mer ; de plus, il ralentit le cours des rivières dont les eaux laissent alors déposer vers leur embouchure une partie des matières qu'elles entraînent. Le courant de jusant ou de marée descendante agit, il est vrai, en sens inverse ; mais son action étant généralement moins vive, la différence entre ces deux effets opposés peut produire un atterrissement.

Remarquons cependant que dans l'Océan, lorsque des baies reçoivent un fleuve, elles tendent beaucoup moins à s'ensabler que dans une mer intérieure comme la Méditerranée ; car la masse d'eau douce accumulée par le flux, entraîne en s'écoulant avec le reflux presque tous les dépôts qui avaient été apportés par la marée montante. La Garonne, la Loire et même la Seine nous en fournissent des exemples.

C. — VENTS.

Les vents, particulièrement ceux des côtes de France, ont été étudiés précédemment, lorsque nous nous sommes occupés de l'atmo-

sphère (page 22). Ils exercent la plus grande influence sur les phénomènes d'érosion et de transport qui s'opèrent dans la mer et sur les plages marines ; car ils déterminent la formation des vagues, et lorsqu'ils ont quelque durée, ils produisent, non-seulement des vagues, mais encore des courants.

Les courants engendrés dans la mer par les vents, sont, comme ces derniers, très-variables ; ils deviennent périodiques, lorsque les vents qui leur donnent naissance le sont également. Ils se montrent bien caractérisés le long des côtes et surtout dans les détroits ouverts. Des tempêtes prolongées produisent aussi des courants, même au milieu de l'Océan ; elles en produisent particulièrement dans les baies.

Du reste, les courants engendrés par les vents sont inférieurs en puissance aux courants de marées, dans les baies et entre les îles qui bordent un continent : toutefois, dans les îles disséminées au milieu d'un océan, ils ont souvent une plus grande force ; parce qu'alors les marées étant généralement faibles, il en est de même pour les courants de marées.

Lorsque des tempêtes ou des vents réguliers accumulent de l'eau dans les baies, il en résulte un courant supérieur qui donne naissance, comme dans les marées, à un contre-courant inférieur. Ce contre-courant est surtout bien marqué quand l'entrée de la baie est large et quand de l'eau provenant d'une grande surface se trouve subitement refoulée dans un canal étroit et profond (1).

L'agitation résultant de l'action des vents, est d'ailleurs en raison inverse de la densité des eaux. Toutes choses égales, elle est moindre dans l'Océan que dans les lacs d'eau douce, et dans les mers qui ont une faible densité, comme la Baltique et la Caspienne.

a. — Érosion.

Par cela même qu'ils mettent les eaux de la mer en mouvement, les vents produisent indirectement des effets d'érosion qui sont même de beaucoup les plus énergiques. Ces effets dépendent de la force des vagues et des courants qu'ils engendrent.

(1) Dana : *Manual of geology*. 654.

La puissance d'érosion des vagues est surtout très-grande : elle le devient particulièrement quand les vents soufflent de la mer ; car alors ils poussent vers la côte, des vagues et des courants qui concourent de la manière la plus efficace à la destruction du rivage et à l'usure de ses débris. Du reste, l'agitation que les vents communiquent à la mer diminue rapidement dans la profondeur, et c'est toujours près de la surface qu'ont lieu les principaux effets d'érosion.

Sur nos côtes septentrionales, les vents qui ont la plus grande fréquence soufflent suivant les directions S-O et O ; tandis que sur nos côtes occidentales, ils soufflent plutôt suivant les directions O ou N-O. Comme ces vents sont très-humides et amènent habituellement les pluies, ils dégradent très-prompement les falaises ; en outre, comme ils sont violents, ils engendrent des vagues énergiques et persistantes qui viennent battre le rivage et qui, lorsqu'elles lui sont obliques, contribuent surtout à sa destruction. Les vents pluvieux venant de l'Océan doivent être considérés comme la cause principale des empiétements continus de la mer sur les côtes des Landes, de la Saintonge, de la Bretagne et de la Manche, en un mot sur tout le littoral Ouest et Nord de la France.

La disposition et la nature des roches qui forment les falaises influent beaucoup sur les effets d'érosion produits par les vagues. L'érosion est très-rapide, lorsque des couches horizontales de craie, de marne, d'argile, se trouvent à la base des falaises. Elle est lente, au contraire, lorsque les couches plongent vers la mer ou bien lorsque les falaises sont des roches dures et compactes.

Les calcaires tendres, comme la craie de la Haute Normandie, sont facilement dissous ou détruits, par l'action combinée des vagues et des marées, puisqu'on les retrouve à peine dans les dépôts du rivage. Les argiles et les schistes tendres se laissent encore rapidement délayer. Des sables meubles, comme ceux des Landes, cèdent de même à l'action des vagues ; tandis que des granites, comme ceux qui forment l'ossature du Cotentin et de la Bretagne, résistent bien à la destruction, quoique formant saillie et se trouvant exposés à toute la fureur des vagues.

L'observation montre d'ailleurs que les effets d'érosion des vagues sur une côte, sont habituellement limités entre la marée haute et la marée basse. Cependant ils peuvent aussi s'exercer au-dessus de la marée haute, ce qui se conçoit aisément, puisque l'eau est lancée à une certaine hauteur au-dessus du niveau de la mer. D'un autre côté, la marée montante n'augmente que progressivement ; et quand les vagues ont acquis toute leur force, le niveau de l'eau s'est déjà élevé ; en sorte que les parties recouvertes sont par cela même protégées contre l'action des vagues. D'après M. Dana, la zone de la plus grande érosion est un peu au-dessous de la demi-marée ; tandis que celle qui est le moins dégradée par l'érosion se trouve immédiatement au-dessus de la marée basse.

b. — Transport.

Les effets de transport des vents se relieut intimement aux effets d'érosion.

Si les eaux de la mer sont refoulées par les vents dans une baie, elles tendront à rejeter vers le rivage les débris qu'elles ont mis en mouvement et ceux qu'elles tiennent en suspension ; elles y accumuleront aussi les débris provenant de la destruction des roches qui forment les falaises. Maintenant, comme elles s'écoulent hors de la baie par un contre-courant inférieur, elles pourront également entraîner les menus débris à une plus grande profondeur dans la mer. C'est encore ce qui aura lieu quand les vents souffleront de la terre, parce qu'alors les eaux troubles du rivage seront poussées vers le large.

Les vagues engendrées par les vents sont douées d'une très-grande puissance ; car vers le niveau supérieur de la mer, elles peuvent déplacer les galets ainsi que les blocs ayant les plus grandes dimensions, et même les lancer à une certaine distance. On conçoit d'après cela comment les vents opèrent le transport du galet : par les vagues qu'ils produisent, ils l'entraînent, en effet, tantôt dans un sens, tantôt dans un autre ; mais en définitive, ils l'obligent à cheminer sur chaque côte suivant la direction de leur résultante. Quand cette direction est normale à la côte, ils font seulement monter et

descendre le galet, en sorte qu'ils l'usent sur place. Quand leur direction est oblique à la côte, le transport du galet devient au contraire facile.

Lorsque la côte est interrompue par l'embouchure d'une rivière ou bien lorsqu'elle présente un cap, le galet se trouve naturellement entravé dans sa marche, et par suite il tend à s'accumuler vers les caps ou vers les embouchures. C'est du reste ce qu'on peut facilement constater dans la Manche sur les côtes crayeuses de la France et de l'Angleterre.

Le gravier, le sable, la vase sont aisément entraînés par les vagues qui brisent près du rivage, en sorte que ces débris tendent aussi à cheminer avec elles suivant la direction habituelle des vents. Mais leur mouvement n'est pas limité au niveau supérieur de la mer et les lames de fond l'opèrent jusque dans la profondeur. Ces lames déplacent les menus débris et elles tendent soit à les accumuler sur la côte, soit au contraire à les entraîner vers le large ; elles peuvent également les faire marcher parallèlement au rivage. Le sens du mouvement est d'ailleurs réglé par la direction et par l'intensité des vents, en sorte que la carte de France sur laquelle leurs résultantes sont représentées, indique par cela même, comment tous les débris que la mer déplace et tient en suspension, doivent cheminer sur nos côtes (Carte n° 1).

Pendant les tempêtes et les grandes marées, le sable d'une plage est quelquefois balayé complètement.

Les vagues peuvent aussi être lancées par des vents violents jusqu'au delà du cordon littoral ; alors elles le dégradent en retombant, et dans certaines circonstances elles parviennent même à le rompre dans leur chute ; en même temps elles entraînent les levées de galets à un niveau plus bas. Lorsqu'ensuite les tempêtes ont cessé, la mer rétablit son cordon littoral au niveau habituel ; elle remonte également peu à peu ses levées de galets qui sont même d'autant plus hautes qu'elle est plus calme.

Sur les plages, le vent déplace très-facilement le sable desséché et, quand il souffle avec violence, il entraîne même le sable humide.

— En résumé, les vents produisent des effets de transport d'autant plus importants qu'ils ont plus de durée, qu'ils sont plus violents, qu'ils agitent la mer à une profondeur plus grande et que les débris fournis par la côte sous-marine sont plus ténus. Généralement, ils jouent le rôle principal dans la formation des dépôts marins qui bordent la côte.

Comme nous l'avons vu précédemment, ce sont encore les vents qui dessèchent le sable du rivage et qui l'accumulent en produisant des dunes. Ces dernières peuvent se former sur toutes les plages sableuses ; cependant les plus hautes s'observent sur celles où les vents soufflent avec le plus de force du côté de la mer ; telles sont en France les plages des Landes, de la Saintonge, de la Bretagne, de l'Artois et de la Flandre.

D. — RAS DE MARÉE.

Des mouvements subits de la mer se produisent quelquefois sans causes visibles et sont connus des marins sous le nom de *Ras de marées*. Il arrive, par exemple, que la mer se retire du rivage vers lequel elle revient ensuite avec violence en dépassant ses limites habituelles.

Sur nos côtes baignées par la Méditerranée, ce phénomène a eu lieu à Marseille où la mer s'est élevée tout à coup de plusieurs mètres et a inondé les maisons. A Cette, en 1841, elle a de même monté de 1^m,50 en une minute. Des dénivellations de la mer ont également été observées à plusieurs reprises sur nos côtes de l'Océan, particulièrement dans la baie de Cancale, en 1716, et à Flamanville, en 1725.

Ces mouvements brusques et exceptionnels de la mer tiennent sans doute à des oscillations, à des trépidations sous-marines de l'écorce terrestre et résultent de tremblements de terre.

Cependant on les a quelquefois attribués à des attractions exercées sur l'eau par le passage de nuages chargés d'électricité. On sait d'ailleurs, que les lacs éprouvent accidentellement des changements subits de niveau, provenant de variations dans la pression atmosphé-

rique; il est donc possible que cette pression exerce aussi une légère influence sur le phénomène.

Il faut ajouter que, dans certains cas, les flots de fond résultant de tempêtes éloignées, produisent à la surface de la mer des agitations sans causes apparentes, et qu'ils engendrent, par suite, des espèces de ras de marées.

Les trombes et les ouragans concourent encore aux effets d'érosion et de transport de la mer; mais il est inutile de nous arrêter plus longtemps à ces divers phénomènes qui, dans nos régions, sont très-exceptionnels.

Constatons, du reste, que les mouvements désordonnés de la mer résultant des ras de marée, peuvent, indépendamment des mouvements du sol, contribuer beaucoup à altérer les contours des côtes. Une grande part doit sans doute leur être faite dans les modifications importantes qui, comme nous le verrons plus loin, ont été subies par la baie de Cancale et par tout le littoral des Pays-Bas.

— Les agents desquels nous nous sommes occupés jusqu'à présent sont l'atmosphère, les rivières, la mer; ils sont extérieurs et dégradent sans cesse la surface du sol émergé ou submergé: mais, pour tenir compte de tous ceux qui peuvent concourir à la formation des dépôts marins, il nous reste à parler des agents intérieurs.

CHAPITRE VIII

AGENTS INTÉRIEURS.

Les agents intérieurs peuvent également produire des effets d'érosion et de transport ; le plus souvent même ils apportent dans les mers et dans les dépôts marins des substances minérales provenant de l'intérieur du globe. Ces agents sont les *eaux souterraines*, les *éruptions* et les *dislocations*.

I. — EAUX SOUTERRAINES.

Les eaux qui pénètrent dans le sol obéissent à l'action de la pesanteur, descendent lentement à travers les pores ou les interstices des roches et finissent par se réunir en nappes souterraines. Dérobées à nos regards, elles s'écoulent jusque dans le lit des fleuves et dans le bassin des mers ; tantôt elles se déversent à leur partie supérieure et tantôt à leur partie inférieure.

Les infiltrations des nappes souterraines dans le bassin de l'Océan s'opèrent sans cesse et sur une échelle immense ; elles représentent même une proportion très-notable des eaux météoriques qui tombent sur la partie émergée de notre globe. De plus, elles ont lieu non-seulement vers le niveau supérieur de l'Océan, mais encore le long de ses parois et jusque par les plus grandes profondeurs.

Maintenant, les nappes souterraines se chargent de substances minérales qui leur sont fournies par les terrains à travers lesquels elles passent et elles les apportent dans l'Océan. Elles y introduisent notamment de la silice et du carbonate de chaux, que les spongiaires et les mollusques concentrent ensuite dans les dépôts.

Quelquefois elles sont assez chargées de carbonate de chaux pour produire des tufs calcaires comme ceux qui se forment actuellement au fond des fleuves et sur les rivages maritimes.

Les substances minérales deviennent d'ailleurs d'autant plus abondantes dans les nappes souterraines que ces dernières contiennent

plus d'acide carbonique, qu'elles ont une température plus élevée et par suite qu'elles descendent à une profondeur plus considérable. Les nappes souterraines introduisent donc des substances minérales dans l'Océan et elles doivent jouer un rôle assez important dans la formation des dépôts marins.

— Indépendamment de ces infiltrations sous-marines produites par les eaux tombant à la surface du globe et pénétrant dans son écorce, il en existe d'autres qui sont dues à des eaux minérales faisant éruption et se dégageant au contraire de son intérieur.

Ces dernières sont locales ; car elles peuvent seulement se faire jour par les fissures de l'écorce terrestre ; mais leur température est élevée, en sorte qu'elles tiennent une forte proportion de substances en dissolution. Elles sont très-nombreuses dans les régions volcaniques ; en outre, leur débit devient très-abondant lorsqu'il se produit des éruptions ou des tremblements de terre.

— La formation des chaînes de montagnes a encore provoqué dans les sources minérales une activité extraordinaire ; de plus, lorsque des roches ont été soulevées du fond de la mer et ramenées au-dessus de sa surface, les eaux qui les imbibaient devaient s'écouler souterrainement en donnant lieu à de puissantes infiltrations.

Quoi qu'il en soit, les substances sans cesse introduites dans la mer par les eaux minérales en ont ensuite été séparées par des êtres organisés et aussi par des précipités chimiques. Des couches de carbonate de magnésie ou de dolomie se sont sans doute formées par ce dernier moyen, soit à l'époque actuelle, soit à des époques antérieures. Telle est également l'origine la plus probable du gypse qu'on peut attribuer à des dégagements d'hydrogène sulfuré ou bien à des eaux minérales sulfatées ; le plus souvent d'ailleurs, le gypse paraît s'être déposé dans des lacs.

II. — ÉRUPTIONS.

Les éruptions, particulièrement celles qui se produisent au fond des mers, concourent d'une manière très-efficace à la formation des dépôts marins et donnent même lieu à des couches ; car elles

accumulent une grande quantité de débris qui sont ensuite remaniés par les vagues et par les marées, puis entraînés par les courants.

L'étude géologique des terrains montre bien toute l'importance de ces éruptions, et souvent même des couches marines sont presque entièrement composées de débris de roches qui ont été rejetées de l'intérieur de la terre. C'est ce qu'on observe en particulier pour les tufs trappéens, basaltiques, trachytiques et pour tous ceux en un mot qui proviennent des roches volcaniques.

A l'époque actuelle, les éruptions sous-marines sont assez rares et, de plus, elles n'ont lieu que sur un petit nombre de points ; toutefois, il est nécessaire d'en tenir compte dans une étude de la lithologie du fond de nos mers. Elles donnent, en effet, des dépôts résultant de déjections volcaniques, et par suite, entièrement distincts de ceux qui se forment habituellement. Ces dépôts se groupent dans le voisinage des volcans dont ils proviennent ; cependant, lorsque les déjections volcaniques sont à l'état de ponces flottantes, de menus débris, de cendres et de boues, elles peuvent être entraînées avec facilité par les courants, et alors elles se répandent jusqu'à de très-grande distances.

En ce qui concerne la France, l'on ne connaît pas de volcans sous-marins qui se trouvent rapprochés de nos côtes soit dans l'Océan, soit dans la Méditerranée ; mais dans cette dernière mer, les îles Julia et Santorin permettent d'apprécier l'importance des effets occasionnés par des éruptions sous-marines récentes.

Maintenant il existe encore des salses ou volcans boueux qui rejettent spécialement des gaz, de l'eau, de la boue, et qui par suite engendrent des couches d'argile. De pareils volcans se rencontrent tantôt sur le sol, tantôt dans le fond des mers : dans la Caspienne, en particulier, leurs déjections ont quelquefois formé des bancs et même des îles de boue remontant jusqu'à la surface.

La vase qui se dépose actuellement dans nos lacs et dans le fond de nos mers contient presque toujours du carbonate de chaux qui est surtout sécrété par les mollusques peuplant leurs eaux. Au contraire, les boues rejetées par les volcans boueux ne sont pas mélangées de débris de mollusques et l'acide carbonique qui les accompa-

gne, peut d'un autre côté, dissoudre assez facilement le carbonate de chaux qu'elles renferment. On conçoit donc que lorsqu'on rencontrera une couche d'argile pure intercalée dans un terrain fossilifère, il y aura quelque probabilité pour qu'elle ait été rejetée de l'intérieur de la terre, soit par des volcans boueux, soit par tout autre phénomène éruptif. On peut remarquer, en effet, que les couches d'argile sont imperméables et ne se laissent pas traverser par les eaux souterraines, en sorte qu'elles ne sauraient perdre complètement leur carbonate de chaux par dissolution ; d'après cela, lorsqu'elles n'en contiennent pas, l'on est assuré qu'elles n'en avaient pas originairement.

Observons d'ailleurs que les déjections boueuses devaient, comme tous les phénomènes éruptifs, être plus fréquentes aux époques géologiques antérieures à l'époque actuelle.

III. — DISLOCATIONS.

L'écorce terrestre est encore sujette à des dislocations accidentelles qui sont occasionnées par les tremblements de terre, par les phénomènes éruptifs et, à de rares intervalles, par les soulèvements et les affaissements qui accompagnent l'érection des systèmes de montagnes.

Le bassin qui contient l'Océan subit alors des destructions analogues à celles qui s'observent à la surface du sol. Ces destructions sont produites à la fois par les forces agissant à l'intérieur de la terre et par la mer elle-même qui se trouve tout à coup mise en mouvement. Dans ce cas, les débris provenant du bassin de l'Océan et ceux qui sont remaniés par suite de l'agitation de ses eaux, doivent concourir à la formation des dépôts marins.

Si l'on considère, par exemple, les tremblements de terre, ils se ressentent très-bien sur les vaisseaux et la mer peut les transmettre jusqu'à d'énormes distances.

Quand l'écorce terrestre est alternativement élevée et abaissée, ses oscillations engendrent des vagues forcées ou de translation qui ont une très-grande puissance et qui peuvent atteindre une hauteur

exceptionnelle. Lors du tremblement de terre de Conception, au Chili, l'on a constaté notamment que la vague mise en mouvement s'était propagée jusqu'aux îles Havaï, c'est-à-dire à une distance dépassant 11 000 kilomètres.

En France, les tremblements de terre sont assez fréquents ; ils se font sentir particulièrement dans le golfe de Gascogne et dans la Méditerranée, mais ils n'exercent guère d'influence sur la formation des dépôts marins de nos côtes.

Si l'on remonte aux époques antérieures à la nôtre, lorsque des chaînes de montagnes ont surgi tout à coup du fond des mers, elles ont certainement accumulé une immense quantité de débris ; elles ont aussi fait refluer vers la surface des eaux souterraines chargées de boue qui, se répandant sur le sol émergé et submergé, ont déposé d'épaisses couches d'argile ; en même temps elles ont engendré des vagues atteignant une puissance et une hauteur telles qu'il est bien difficile de s'en faire une idée.

Sans quitter le territoire de la France, les dislocations qui ont donné aux Pyrénées et aux Alpes leur principal relief ont mis subitement en mouvement d'énormes masses d'eau auprès desquelles nos vagues les plus hautes sont en quelque sorte négligeables. Elles ont formé des dépôts puissants, qui sur les côtes sont surtout composés de sables ou de conglomérats ; elles ont produit des effets d'érosion et de transport qui se sont exercés sur une vaste étendue et avec une énergie exceptionnelle, en sorte qu'il en est résulté un véritable cataclysme.

CHAPITRE IX

Considérations générales sur l'orographie du fond des mers et sur les dépôts marins.

Après avoir étudié successivement chacun des agents qui concourent à former les dépôts marins, il convient de présenter quelques considérations générales sur l'orographie du fond des mers et sur les caractères des dépôts qu'elles reçoivent. (Cartes nos I, II et III).

Orographie du fond des mers.

L'orographie du fond des mers peut être figurée par des courbes horizontales tracées à l'aide des données fournies par les sondages des Ingénieurs Hydrographes. Ce travail a été fait pour toutes les mers que j'ai étudiées, et il est résumé sur mes cartes. Leur étude montre qu'il existe au fond des mers des élévations et des dépressions analogues à celles de la surface. Les chaînes de montagnes et les vallées s'y continuent, mais leurs différences de niveau tendent sans cesse à s'atténuer par suite des remblais que les dépôts opèrent constamment.

Montagnes et vallées de fracture.

Sous les mers, de même que sur le sol, il existe des montagnes et des vallées de fracture. On en trouve la preuve sur les côtes mêmes de la France, puisque les montagnes des Alpes et des Pyrénées se continuent sous les eaux. La fosse du cap Breton dans le golfe de Gascogne et la fosse centrale qui traverse la Manche obliquement accusent aussi des vallées de fracture.

Maintenant, dans les régions volcaniques, comme dans l'Archipel Grec de la Méditerranée, l'on conçoit facilement qu'il doive se former sous la mer, soit des montagnes résultant de déjections ou de soulèvements, soit au contraire des vallées de fracture.

Les excavations si vastes et si profondes qui contiennent les Océans accusent surtout des vallées de fracture atteignant des di-

mensions énormes. Considérons en particulier celles qui séparent l'ancien monde du nouveau monde : occupées par l'Océan Atlantique et par l'Océan Pacifique, elles remontent probablement à la consolidation de l'écorce terrestre ; car dans l'ancien comme dans le nouveau monde, il existe de larges surfaces granitiques qui ne supportent pas de dépôts sédimentaires avec fossiles et, par conséquent, ces surfaces sont restées émergées depuis leur origine.

Du reste, les agents qui ont engendré les systèmes de montagnes, devaient s'exercer non-seulement sur le sol émergé, mais encore sur les parois des mers ; comme ils sont intérieurs ils s'exerçaient même avec une énergie plus grande sur ces parois, puisqu'ils en étaient plus rapprochés et que la profondeur des mers est de beaucoup supérieure à l'élévation des montagnes et des continents.

Dépressions et terrasses dues à l'érosion ; collines formées par le transport.

Il existe dans le fond des mers des dépressions ainsi que des terrasses ou des plateaux qui résultent de l'érosion ; en outre, des collines y ont été formées par transport, et lorsqu'elles sont parallèles, elles donnent lieu à des espèces de vallées.

D'abord, nous avons vu que le soulèvement des chaînes de montagnes et les phénomènes éruptifs de toutes les époques, ont produit des déplacements subits de grandes masses d'eau et par suite des ravinements et des phénomènes d'érosion s'exerçant jusque sous la mer et sur une échelle immense.

Mais l'inégalité avec laquelle les eaux des mers dégradent leurs parois contribue surtout à accidenter le relief du fond. C'est vers la surface que l'érosion est de beaucoup la plus active : les eaux y sont violemment agitées par les vents ; elles roulent des galets et sapent le pied des falaises dont elles déterminent sans cesse l'éroulement. Dans l'Océan, les marées viennent encore augmenter leur puissance de destruction près de la surface ; aussi observe-t-on, autour des côtes, des terrasses sous-marines comme celle qui s'étend à l'Ouest de la France.

Ces terrasses bordent les îles et en général tous les continents. Elles paraissent d'autant plus larges qu'elles entourent un rivage

émergé depuis une époque plus reculée. Elles sont très-étendues et très-bien caractérisées autour des terrains paléozoïques de la Bretagne, du Cornouailles, de l'Irlande, de l'Écosse et particulièrement autour de Terre-Neuve, dans l'Amérique du Nord. Elles se montrent au contraire assez étroites dans le golfe de Gascogne et au pied des montagnes comme les Pyrénées qui sont relativement récentes. De même, au pied des Alpes qui sont encore plus récentes, elles semblent à peine indiquées. Dans une mer intérieure, comme la Méditerranée, l'on conçoit d'ailleurs qu'elles soient toujours beaucoup moins marquées que dans l'Océan.

A la longue, des îles peuvent être complètement rasées et transformées en plateaux ou en récifs. D'un autre côté, lorsque la mer corrode un isthme, elle finit par le percer et par y ouvrir un détroit, en sorte qu'elle produit alors une vallée ou une dépression sous-marine.

— Les effets des mers, très-énergiques près de la surface, s'atténuent rapidement dans la profondeur. Cependant, il importe d'observer que le fond des océans est sillonné par des courants sous-marins qui doivent au moins y déterminer quelques dépressions; car ce fond est en partie formé de dépôts meubles qui se laissent entraîner même par des eaux animées d'une très-faible vitesse.

Les courants sous-marins peuvent également former des collines de sable, comme celles qui s'observent dans la mer du Nord; ces collines résultent, en effet, de l'accumulation de sables, tandis que les dépressions qui les séparent sont elles-mêmes creusées par les courants et sont par conséquent des vallées d'érosion.

— La composition et les propriétés physiques des roches constituant les parois des mers exercent la plus grande influence sur l'érosion qu'elles subissent.

Ainsi, lorsque les côtes baignées par une mer sont meubles comme le sable et le gravier, ou bien faciles à désagréger et à dissoudre, comme la craie et les calcaires friables, ou bien encore susceptibles de se délayer comme l'argile et la marne, la mer les attaque toujours plus fortement; en sorte qu'elles donnent lieu à des échancrures ou même à des golfes.

Les côtes pierreuses et résistantes comme le granite, le grès, le calcaire compacte, restent au contraire en saillie et produisent des promontoires ou des caps.

Ces différences dans les effets d'érosion de la mer deviennent bien sensibles, lorsqu'on suit les contours de la France sur une carte géologique ; car, le bord oriental du golfe de Gascogne est formé par le sable des Landes ; des échancrures sont découpées dans l'argile wéaldienne à l'embouchure de la Charente et dans les marnes jurassiques sur la côte de l'Aunis ; le vaste golfe qui se trouve à l'embouchure de la Seine montre des parois composées en partie par de la craie et par des argiles, notamment par les argiles de Dives, du Havre et de Honfleur. Les granites de la Bretagne et du Cotentin forment au contraire, des saillies proéminentes dans l'Océan.

Maintenant, quand le fond des mers ne recevra pas de dépôts, l'on conçoit qu'il devra présenter, de même que leurs rivages, des élévations et des dépressions qui seront en rapport avec la composition minéralogique des roches sous-marines.

— En résumé, l'érosion est surtout énergique près de la surface des mers, parce que l'agitation y est plus grande ; mais elle s'exerce plus ou moins sur toutes leurs parois. Elle est d'ailleurs facilitée par le frottement qu'exercent les grains de sable et les débris tenus en suspension dans l'eau. Ses effets seront d'autant plus marqués que les mers baigneront des roches plus friables et plus faciles à délayer : de même que sur le sol, les roches argileuses et tendres donneront lieu à des dépressions ; tandis que les roches pierreuses et dures resteront en saillie.

Quoique l'action des mers sur leurs parois soit analogue à celle de l'atmosphère sur le sol, elle en diffère cependant d'une manière bien marquée. D'abord, l'érosion a lieu spécialement dans une zone rapprochée de la surface, en sorte qu'elle engendre des plateaux isolés ou bien des terrasses autour des côtes. De plus, les courants sous-marins n'ont pas une puissance aussi grande que les rivières qui coulent sur le sol ; ils ne sauraient creuser des vallées étroites et profondes ; étant très-larges et animés généralement d'une faible vitesse, ils parcourent de vastes étendues sur lesquelles ils peuvent

seulement produire, soit des dépressions, soit des collines alternant avec des vallées.

Comparaison de l'érosion à la surface du sol et sous la mer.

L'atmosphère et la mer dégradent sans cesse les parties de l'écorce terrestre qui se trouvent à leur contact et elles y opèrent une sorte d'ablation.

Leur action est, comme on vient de le voir, très-inégale, et pour la comparer, il suffit de faire une coupe verticale suivant la ligne de plus grande pente de la côte. On obtient très-facilement cette coupe avec exactitude lorsque des courbes horizontales figurent à la fois l'orographie du sol émergé et du sol submergé.

Pour la France en particulier, l'on peut reconnaître que la pente est souvent plus petite sur la terre que dans le fond de la mer ; c'est-à-dire que l'angle avec l'horizon est moindre au-dessus qu'au-dessous du niveau de l'eau. (Carte n° I et coupes). C'est, par exemple, ce qui se voit bien dans la Méditerranée et même sur les flancs des Alpes, comme M. de Villeneuve l'a constaté pour le littoral du département du Var.

Il est vrai qu'il n'en est pas toujours ainsi, particulièrement dans la Manche et dans l'Océan ; toutefois, si l'on mesure la pente sur une section faite suivant la vallée d'un grand fleuve, comme le Rhône, la Loire, le Rhin, on trouve encore que la pente sur la terre est plus petite que sous la mer.

Ces résultats montrent bien que l'atmosphère dégrade plus rapidement les roches que la mer elle-même, malgré sa grande puissance de destruction.

L'atmosphère agit, en effet, très-énergiquement par ses intempéries et par ses alternatives de chaleur ou d'humidité, par la neige, par la pluie et surtout par les eaux courantes. Les vallées étroites et si profondes qui ont été creusées dans certaines régions, notamment dans les plateaux calcaires, donnent du reste une mesure de la puissance d'érosion que possèdent les rivières.

Maintenant, quoique la mer dégrade aussi les bassins qui la renferment, c'est particulièrement dans les parties où elle est mise en

mouvement par de fortes vagues, c'est-à-dire vers la surface. Dans la profondeur, ses eaux faiblement agitées et conservant une température peu variable ou même presque constante, n'altèrent que très-lentement les parois avec lesquelles elles se trouvent en contact.

— En définitive, si l'on fait une section sur une côte et qu'on la prolonge au loin dans la mer aussi bien que sur la terre, la pente moyenne du sol émergé est généralement plus petite que celle du sol submergé. Ce résultat tient à ce que la mer présente de vastes bassins dont les profondeurs dépassent les hauteurs des montagnes ; il tient aussi à ce qu'elle produit sur ses parois une érosion moins rapide que l'atmosphère et les rivières, bien qu'elle soit cependant douée d'une énorme puissance de destruction près de sa surface.

Remarquons toutefois que, dans l'Océan, la côte est souvent bordée par des falaises et par des terrasses sous-marines très-peu inclinées, en sorte que, près du rivage, la pente est alors plus grande pour le sol émergé que pour le sol submergé.

Le fond des mers est moins accidenté que la surface du sol.

Il est facile de comprendre maintenant pourquoi le fond des mers doit être moins accidenté que la surface du sol. Car, comme on vient de le voir, l'atmosphère dégrade sans cesse le sol sur toute son étendue ; de plus, ses effets de destruction augmentent avec la profondeur et avec le développement des sillons qu'elle a creusés.

D'un autre côté, les dépôts qui s'accumulent sur le fond des mers, tendent constamment à y combler les bassins, les vallées et toutes les dépressions. La vase se rend dans les grandes profondeurs et elle les diminue depuis l'origine du globe ; elle représente d'ailleurs le principal dépôt marin, et l'étude des terrains apprend aussi qu'elle forme les couches géologiques de beaucoup les plus puissantes. En outre, le sable cheminant en masses énormes le long des côtes, opère rapidement un travail gigantesque de remblai dans leur voisinage.

L'étude du fond des mers vient du reste confirmer ces prévisions. Autour de la France et des Iles Britanniques, l'on possède, en

effet, une multitude de sondages qui permettent de connaître le relief du fond de la mer aussi exactement que celui du sol. Or, les courbes horizontales qui le représentent sont simples et peu contournées ; elles n'ont pas ces dentelures si nombreuses qui, sur le sol, correspondent aux sillons creusés par les cours d'eau.

Dans toutes les mers qui ont été bien explorées, il en est de même ; c'est seulement lorsque le rivage est baigné par une mer profonde et lorsqu'il est bordé par des montagnes abruptes comme les Alpes ou les Pyrénées que ces courbes horizontales offrent des sinuosités qui sont analogues à celles du sol, mais sensiblement atténuées (1).

— Ainsi, quoique les mers aient une profondeur moyenne bien supérieure à la hauteur des terres émergées, l'orographie de leur fond est beaucoup moins accidentée et présente généralement des bassins peu ondulés qui atteignent quelquefois une étendue immense.

Nature et origine des dépôts marins.

Les dépôts qui se forment au fond des mers et qui constituent essentiellement le terrain moderne, peuvent être mécaniques, chimiques ou organiques. Quant aux agents qui les produisent, ils sont très-complexes ; tantôt ils sont extérieurs comme l'atmosphère, les rivières, la mer, les êtres organisés ; tantôt ils sont intérieurs comme les eaux souterraines et les phénomènes éruptifs.

L'atmosphère fournit d'abord des débris provenant de la partie de l'écorce terrestre qui est émergée ; elle dégrade peu à peu les roches et, le long des falaises, elle provoque leur chute directe dans la mer. D'un autre côté, les rivières entraînent à la mer les débris qu'elles ont arrachés dans toute l'étendue de leur bassin hydrographique.

La mer mise en mouvement par les vents, par les marées et par les courants permanents, détruit sans cesse ses parois sur une énorme étendue ; c'est elle qui fournit de beaucoup la plus grande quantité de matériaux à la sédimentation.

(1) Voir sur ce sujet : *La Terre*, par M. E. Reclus.

Les courants permanents ne transportent généralement que des débris microscopiques ; ils concourent spécialement à la formation des dépôts au large des côtes. Lorsqu'on rencontre dans ces dépôts des débris de grandes dimensions, ils ont été transportés soit par des bois ou par des fucus, soit surtout par des glaces flottantes.

Ce sont les vents et les marées qui produisent d'une part les vagues et d'autre part des courants ayant la plus grande vitesse ; en outre, leurs efforts s'exercent spécialement contre les côtes ; aussi faut-il leur imputer le rôle principal dans l'énorme travail de destruction et de sédimentation qui se fait constamment au sein des mers. Remaniant sans cesse les débris qu'ils ont engendrés, ces agents les mélangent avec ceux qui sont apportés par les rivières. Tantôt ils accroissent les côtes avec les atterrissements qu'elles fournissent elles-mêmes ; tantôt, au contraire, ils les minent peu à peu et entraînent successivement leurs débris vers le large.

Sur les côtes, des galets et des débris de grandes dimensions peuvent très-bien être transportés par les vagues ; mais il n'en est pas de même dans une mer profonde. Alors, les glaces flottantes sont seules capables de faire passer de gros blocs d'un continent à un autre et de les déposer dans le fond d'un océan.

Les agents intérieurs produisent des éruptions sous-marines ; les roches solides ou boueuses rejetées dans ces éruptions sont ensuite remaniées par la mer ; elles le sont d'autant plus qu'elles se trouvent à une profondeur moindre et qu'elles sont entraînées par des courants ayant une vitesse plus grande. Elles formeront, en particulier, des couches de tufs volcaniques plus ou moins mélangés de coquilles marines.

Les dépôts chimiques s'opèrent, par exemple, lorsque des réactions déterminent la précipitation du carbonate de chaux contenu dans la mer. L'expérience apprend, en effet, que du carbonate de chaux se sépare, lorsque les eaux de la mer se refroidissent, comme aussi lorsqu'elles sont concentrées par la chaleur.

Comme la salure de la mer va généralement en augmentant avec la profondeur, tandis qu'au contraire sa température diminue, l'on

conçoit que des dépôts de carbonate de chaux puissent s'opérer dans les grands fonds.

D'un autre côté, lorsqu'un courant d'eau chaude contenant du carbonate de chaux dissous à la faveur d'un excès d'acide carbonique se mélangera avec un courant d'eau froide, le même résultat devra encore se produire. Or, ce mélange s'opère sans cesse, parce que les courants permanents donnent des eaux chaudes qui se dirigent de l'équateur vers les pôles, tandis que les eaux froides marchent en sens inverse.

En outre, lorsque la vase est transportée dans des eaux très-peu agitées, comme celle des mers profondes, elle obéit à l'action de la pesanteur et se dépose ; mais elle entraîne avec elle le carbonate de chaux dissous dans la mer, en sorte qu'elle détermine un précipité de marne.

Maintenant, les sources calcaires et les eaux thermo-minérales qui se déversent dans la mer, peuvent aussi donner lieu à des précipités chimiques formés de carbonate de chaux et quelquefois de dolomie ou même de gypse et de sel gemme. L'on comprend que les mêmes effets doivent encore être produits et même sur une échelle beaucoup plus grande par les éruptions sous-marines, surtout par celles qui rejettent des matières liquides ou boueuses.

Enfin, les dépôts organiques ont, comme nous l'avons dit, beaucoup d'importance. Les débris d'invertébrés et de mollusques constituent même une partie très-notable des formations marines de l'époque actuelle et les plantes y concourent également ; ce fait sera du reste bien établi par l'étude des mers de France.

Les dépôts marins peuvent être mécaniques, chimiques et organiques ; mais, le plus ordinairement, un dépôt mécanique se trouve mélangé de débris organiques et il peut aussi en être de même pour un dépôt chimique. De plus, un dépôt est souvent à la fois chimique et mécanique ; c'est ce qui a lieu, par exemple, quand du carbonate de chaux se précipite en entraînant de l'argile ou du sable fin tenu en suspension dans l'eau de la mer. Ces trois sortes de dépôts sont donc fréquemment réunis.

Répartition des dépôts marins.

Les effets d'érosion et de transport s'exerçant d'une manière très-inégalement, la répartition des dépôts sur le fond des mers ne saurait être uniforme. L'on conçoit d'abord que ces dépôts doivent se classer par ordre de grosseur suivant l'agitation des eaux. Vers le niveau supérieur et près du rivage, ils sont formés de débris grossiers, tels que les galets, le gravier, le sable. Comme ils sont sans cesse déplacés, ils produisent d'ailleurs par leur frottement mutuel des parcelles microscopiques qui sont entraînées au loin. C'est dans la zone littorale que l'érosion et le transport s'opèrent avec la plus grande énergie : cette zone étant soumise à une destruction incessante, les dépôts y sont généralement maintenus en mouvement ; ils ne se fixent que dans certaines parties qui tendent alors à se remblayer et à s'accroître. Les parties les plus profondes des mers, bien qu'elles puissent être balayées par des courants sous-marins ne sont jamais battues par des eaux violemment agitées comme celles de la surface, en sorte qu'elles reçoivent des dépôts microscopiques ; du reste, ces derniers sont de beaucoup les plus abondants, et, grâce à leur extrême mobilité, ils se répartissent sur d'immenses étendues.

Si l'on considère un plateau sous-marin qui soit entièrement isolé, les dépôts qui s'y forment proviennent d'abord de sa propre destruction ; ils consistent en débris plus ou moins remaniés et quelquefois même arrondis. De la vase ou du sable fin peuvent également y être transportés par les courants marins. De plus, les mollusques et les foraminifères y accumulent leurs coquilles, et, dans les mers du Sud, les polypiers viennent même y construire leurs récifs.

En général, les dépôts des côtes sont surtout mécaniques et organiques ; tandis que ceux des plateaux sont plutôt organiques et que ceux des mers profondes sont tantôt organiques, mécaniques ou chimiques.

Le dépôt marin qui se forme sur une côte, est d'ailleurs essentiellement composé de débris qui ont été fournis par la partie émergée et submergée de cette côte elle-même. Ces débris remaniés

par les vagues et les courants ont été transportés, soit le long du rivage, soit dans la profondeur : la différence qu'ils présentent avec les roches constituant les bassins hydrographiques dont ils proviennent, est généralement d'autant plus grande qu'ils sont réduits en parcelles plus petites et que la mer est plus agitée.

Les dépôts engendrés par la mer échappent à l'érosion et au transport dès qu'ils sont amenés dans des eaux n'ayant plus une puissance suffisante pour les déplacer ; c'est particulièrement ce qui arrive à la suite de tempêtes, lorsque des débris sont projetés sur le rivage hors de l'atteinte des vagues, ou bien lorsque roulant sur des côtes abruptes, ils tombent dans des profondeurs où les eaux n'ont plus qu'une faible agitation. Les débris transportés par les plantes ou bien par les glaces flottantes peuvent rester de même à l'endroit où ils sont tombés. Dans les grandes profondeurs, la vase elle-même cesse d'être entraînée et elle tend à opérer le remblai des vallées sous-marines.

En définitive, tandis que dans le fond de la mer certaines parois sont constamment détruites par l'érosion, il en est, au contraire, d'autres qui s'accroissent ; d'autres enfin n'ont ni perte ni gain et par suite ne changent pas. Il peut même arriver, dans ce dernier cas, que les dépôts meubles appartenant à l'époque actuelle soient enlevés successivement ou bien qu'ils se renouvellent sans cesse par le frottement et par l'usure. Le plus généralement, le fond de la mer reçoit des dépôts dont la grosseur est en rapport avec l'agitation et avec la profondeur des eaux. Quant à leur stratification elle est horizontale, excepté sur les parois qui ont une forte pente.

L'étude minéralogique des dépôts qui se forment sur les côtes de France nous permettra d'ailleurs de vérifier les faits qui viennent d'être énoncés ; mais avant d'aborder cette étude, il est nécessaire d'appeler d'une manière spéciale l'attention sur les variations que présentent les dépôts marins.

Causes de variations dans les dépôts marins.

Les agents qui concourent à la formation des dépôts marins sont nombreux et irréguliers ; ils sont en outre extrêmement com-

plexes. S'il n'est pas toujours facile d'apprécier leurs effets lorsqu'on les considère isolément, les difficultés deviennent encore bien plus grandes lorsqu'ils s'exercent simultanément; c'est cependant le cas le plus habituel.

D'abord les courants permanents peuvent être modifiés par les vents; de plus ils n'échappent pas à l'influence des saisons:

Qu'un vent violent vienne à souffler dans la même direction que la marée montante, il donnera naissance à des vagues qui augmenteront beaucoup sa puissance de destruction.

D'un autre côté, les tremblements de terre et les éruptions volcaniques sont ordinairement accompagnés de vents et d'ouragans qui communiquent à la mer une agitation exceptionnelle. Ajoutons que les rivières viennent également compliquer les effets de la mer ainsi que la formation et la nature minéralogique de ses dépôts.

Maintenant, les phénomènes éruptifs qui contribuent à engendrer les dépôts marins sont encore très-irréguliers.

Quant aux mollusques et aux invertébrés dont les débris constituent une grande partie des dépôts, on sait qu'ils se développent d'une manière très-inégale dans les différentes régions des mers; ils subissent l'influence de la nature des fonds, de la composition chimique des eaux, de leur profondeur et surtout de leur température; et tandis qu'ils pullulent sur certains fonds, ils manquent tout à fait sur d'autres qui sont alors de véritables déserts.

Ainsi, les divers agents qui concourent à former les dépôts marins sont très-complexes: en particulier ceux qui mettent la mer en mouvement sont généralement irréguliers ou intermittents; leurs effets s'exercent tantôt dans le même sens et tantôt en sens contraire, en sorte qu'ils peuvent s'ajouter ou se retrancher.

Variations de ces dépôts d'un point à un autre.

Que les dépôts marins aient une origine mécanique, chimique ou organique, il est facile de comprendre d'après ce qui précède qu'ils doivent présenter des variations. Toutefois, quand on passe d'un point de la mer à un autre, lors même que leur distance est considérable, l'on observe que ces variations ne sont pas aussi grandes

qu'on serait tenté de le croire. Les caractères minéralogiques des dépôts marins actuels se maintiennent à peu près les mêmes, parce que ces dépôts s'opèrent sur une vaste échelle et aussi parce qu'ils appartiennent habituellement à l'une des trois grandes familles des roches stratifiées, les roches argileuses, calcaires, siliceuses.

L'étude que nous ferons des dépôts marins des côtes de France, nous montrera très-bien qu'ils restent constants sur de vastes étendues ; toutefois, il importe d'examiner d'abord d'une manière générale les variations que présentent les dépôts marins sur un même point.

Variations de ces dépôts sur un même point.

Considérons par exemple le dépôt littoral de l'Océan, suivant qu'il s'est formé au niveau de la marée haute ou de la marée basse, il présente habituellement des différences bien marquées. A marée haute, ses débris sont plus gros et leur composition minéralogique n'est pas non plus la même que dans le dépôt de la marée basse. Par suite, dans une mer sujette aux marées, il faut distinguer et décrire séparément ces deux sortes de dépôts et, autant que possible, préciser la nature de chacun d'eux. Pour des endroits différents, il convient aussi de comparer seulement les dépôts littoraux qui se trouvent à un même niveau.

La composition minéralogique du dépôt littoral de marée haute, peut être déterminée plus facilement, par cela même que ses débris ont de plus grandes dimensions ; aussi convient-il de l'étudier le premier. D'un autre côté, il est plus variable que le dépôt de marée basse, parce qu'il a été moins trituré et parce qu'il renferme une plus grande proportion des roches qui constituent le rivage. De plus, ses caractères ne restent pas toujours constants sur de grandes longueurs de côtes, et il n'y occupe qu'une faible largeur. D'après ces motifs, il m'a paru préférable d'étudier spécialement le dépôt littoral de marée basse.

Il faut reconnaître d'ailleurs que ce dernier dépôt est encore sujet à des variations très-notables sur un même point. D'abord, il dépend des marées ; car lorsque les marées sont plus fortes, elles remuent le

fond de la mer jusqu'à une profondeur plus grande, en sorte que ses caractères habituels se trouvent changés. On comprend, en effet, que le dépôt littoral de marée basse ne soit pas absolument le même en mortes eaux qu'en vives eaux ; il ne sera surtout pas le même aux grandes marées d'équinoxe. A Belle-Isle, par exemple, les marées d'équinoxe amènent sur la plage un sable rouge qui est très-riche en grenats et qui forme de petites couches au-dessus du sable habituel. Ainsi, par cela même que les marées sont variables, elles donnent lieu à des variations dans le grain et dans la composition minéralogique du dépôt littoral.

En général, les variations dans les dépôts marins sont accusées par l'inégalité de leurs débris ; car lorsqu'un sable fin contient de petits galets, ces derniers ont exigé une force plus grande pour leur transport. Elles sont également accusées par l'inégalité de leur composition minéralogique.

Du reste, ces variations sont produites, non-seulement par les marées, mais encore par les courants et surtout par les vents. Les uns et les autres changent de direction et d'intensité aux diverses époques de l'année, par suite les débris transportés par les eaux qu'ils font mouvoir doivent changer également.

Ajoutons que les tempêtes, les ouragans qui agitent accidentellement la mer avec violence, contribuent aussi à introduire de l'irrégularité dans les dépôts marins.

Si, dans la Méditerranée, le dépôt littoral n'est pas sensiblement modifié par les marées qui sont très-faibles, il l'est néanmoins par les courants, par les vents et surtout par les tempêtes ; en sorte que le dépôt littoral est sujet à des variations, même dans les mers intérieures.

Remarquons, en outre, que les vents, les courants et les marées se reproduisent périodiquement ; par suite, leur retour, dans des conditions qui restent à peu près les mêmes, donne lieu indéfiniment aux mêmes accidents dans la composition minéralogique du dépôt littoral.

Le dépôt éloigné des côtes ou de haute mer n'échappe pas non plus à ces variations ; toutefois elles y sont atténuées, parce que

les agitations de la mer diminuent rapidement dans la profondeur.

— Les variations qui viennent d'être signalées dans les dépôts marins résultent surtout des marées et des saisons, c'est-à-dire de phénomènes périodiques se reproduisant à de courts intervalles. Mais on observe aussi des variations dans les couches qui se sont formées successivement sur un même point et qui appartenaient cependant à une même époque géologique.

Elles sont accusées par des différences bien marquées entre les caractères minéralogiques des couches superposées, de l'argile venant, par exemple, succéder à du calcaire ou à du sable. Elles le sont également par la disparition de certaines espèces de mollusques et par des modifications dans la faune.

Ces variations donnent alors des couches entièrement distinctes et plus ou moins épaisses ; elles n'ont eu lieu qu'après des durées immenses et quelquefois elles paraissent avoir été périodiques ; elles démontrent, en tous cas, que sur un même point, les dépôts marins peuvent changer complètement pendant une même époque géologique.

En définitive, les dépôts formés par la mer à l'époque actuelle, sont la résultante de phénomènes très-complexes, mais généralement périodiques. L'observation montre de plus que si leurs caractères sont quelquefois assez variables, surtout à marée haute et près du rivage, ils peuvent cependant se maintenir constants sur d'énormes étendues.

TROISIÈME PARTIE

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES DÉPÔTS MARINS DES CÔTES DE FRANCE



L'étude minéralogique des dépôts marins des côtes de la France est assez compliquée et exige quelques détails ; aussi, pour la simplifier, convient-il de la diviser en deux parties, dont l'une comprendra *les dépôts littoraux* et l'autre *les dépôts sous-marins*.

Les dépôts littoraux se trouvent au niveau même de la mer et dans la zone du balancement des marées. Comme ils sont facilement accessibles, leur exploration a lieu très-simplement et en suivant le rivage. Il n'en est pas de même pour les dépôts sous-marins ; car ces derniers restent constamment sous la mer et leur composition ne peut être déterminée que par l'examen des échantillons recueillis sur quelques points au moyen de sondages.

Dépôts littoraux.

Commençons par les dépôts littoraux dont la composition minéralogique est plus immédiatement en rapport avec celle des côtes et réclame un examen détaillé. Il est nécessaire de les étudier séparément dans la Méditerranée et dans l'Océan.



CHAPITRE X

MÉDITERRANÉE.

Le niveau de la mer change très-peu sur les côtes de France qui sont baignées par la Méditerranée ; car les marées n'y dépassent pas 0^m,20, et d'un autre côté l'influence de la pression atmosphérique et des tempêtes n'y produit guère que des différences de 1 mètre ; par conséquent, les échantillons pris au niveau de l'eau ont en chaque point des caractères minéralogiques assez constants, et peuvent être considérés comme une sorte de moyenne du dépôt littoral.

Afin de procéder avec ordre dans la description, nous irons de l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire dans la direction du courant littoral qui longe la rive Nord de la Méditerranée et nous suivrons la côte depuis la frontière d'Italie jusqu'à celle d'Espagne.

ALPES-MARITIMES. — Dans les Alpes-Maritimes, le dépôt littoral qui se forme au niveau de la mer ne présente pas des caractères minéralogiques constants ; il varie même notablement d'une baie à une autre, lorsque leurs bassins hydrographiques sont composés de roches différentes.

MONACO. — A Monaco le dépôt est un-gravier essentiellement calcaire. Ses grains sont de grosseur variable et assez gros ; par cela même qu'ils proviennent de roches calcaires, ils s'usent très-facilement par le frottement et le plus généralement ils sont à l'état de galets bien arrondis. La couleur de ce gravier calcaire est ordinairement brunâtre, nuancé de jaunâtre ou de gris. On y distingue une grande variété de calcaires compactes qui ont été arrachés aux montagnes de terrain crétacé qui dominent la ville de Monaco. Suivant les couches qui les ont fournis, leur couleur est grisâtre, brunâtre, jaunâtre, rosâtre ou noirâtre. Quelques-uns dont la couleur est brun rougeâtre contiennent des grains verts de glauconie. D'autres sont

bréchiformes. La dolomie gris jaunâtre y est tantôt en fragments, tantôt en galets. Il y a aussi de la chaux carbonatée blanche et cristallisée qui a rempli des fissures dans le calcaire compacte : quelquefois elle est quartzeuse ou légèrement veinée de noir. On rencontre accidentellement de la chaux carbonatée qui est concrétionnée. Certains calcaires compacts, très-argileux, laissent comme résidu de l'attaque dans l'acide un galet grisâtre d'argilite conservant la même forme ; d'autres sont un peu imprégnés de silice.

Des débris de mollusques marins sont en outre disséminés dans le gravier de Monaco ; on peut signaler notamment des serpules, des cérîtes, des rissoa, des cones, des fuseaux, des trochus, des patelles, des oursins, des bryozoaires. Mais ces mollusques sont répartis d'une manière inégale ; tandis qu'ils sont assez abondants autour du promontoire sur lequel est bâti Monaco, ils sont rares au pied des montagnes qui dominent le bassin et vers l'embouchure des torrents qui s'y déversent.

Parmi les autres roches contenues dans le gravier calcaire de Monaco, j'indiquerai le schiste argileux noir en plaquettes arrondies, un schiste rougeâtre, la serpentine, tantôt vert foncé, tantôt vert émeraude et translucide, un grès grisâtre, la protogine verte gneissique qui est accidentelle, le quartz hyalin qui est toutefois remarquablement rare et peut manquer complètement.

En traitant le gravier de Monaco par l'acide chlorhydrique, le résidu obtenu n'était que de 12 pour 100 et il consistait surtout en argile provenant des calcaires argileux ; par suite, les dernières roches qui viennent d'être énumérées ne sont qu'en petite proportion, et dans certains cas elles font même entièrement défaut.

Voici du reste la composition minéralogique du gravier calcaire qui se dépose sur la droite du vallon de Nevole, près de Monaco ; ce gravier passé sur un tamis de 3 millimètres a donné 45,43 pour 100 de sable grossier et 54,57 de gros gravier qui contenait :

<i>Monaco.</i>	
Calcaire gris jaunâtre, un peu dolomitique.	54,29
Id. gris plus ou moins foncé, argileux et dolomitique . . .	13,93
Id. rougeâtre et compacte	5,53
Id. brunâtre avec glauconie.	3,92

Calcaire blanc pour la plus grande partie cristallin.	18,26
Coquilles brisées.	0,30
Quartz hyalin blanc	1,57
Serpentine vert noirâtre	0,20
	100,00

L'ancienne principauté de Monaco présente un bassin hydrographique peu étendu, mais très-bien caractérisé. Sa forme est celle d'un triangle scalène dont le littoral serait la base et qui aurait pour côtés les crêtes des hautes montagnes qui isolent complètement la principauté. Comme ces montagnes se continuent sous la mer, le dépôt marin qui se forme au-dessous de son niveau n'est pas moins isolé que le dépôt terrestre qui recouvre la surface du triangle. Les roches qui peuvent concourir à la formation de ces dépôts, sont seulement celles du terrain créacé qui constituent exclusivement ce bassin hydrographique. Arrachés aux flancs des montagnes abruptes qui limitent la principauté, leurs débris sont entraînés par les torrents jusqu'à la mer qui les remanie à son tour, les arrondit plus complètement par l'usure et donne lieu en définitive au gravier calcaire du rivage. Des débris de mollusques vivant sur la côte se retrouvent dans ce dépôt ; mais ils sont rares dans les parties qui avoisinent les escarpements et le débouché des torrents ; car on conçoit qu'une côte abrupte et le charriage subit de matériaux qui est produit par les torrents soient peu propres au développement de la vie organique. Si le dépôt littoral de Monaco est à gros grains, il faut d'ailleurs l'attribuer à ce qu'il est fourni par un bassin hydrographique profondément encaissé dans des montagnes dont les flancs sont escarpés et qui est sillonné par des cours d'eau torrentiels. Quant aux roches telles que la serpentine, la protogine qui ont été rencontrées dans le gravier calcaire, bien qu'elles ne soient pas connues en place dans le bassin hydrographique de Monaco, il faut observer qu'elles se retrouvent dans les massifs voisins des Alpes, en sorte que leur présence peut s'expliquer par un transport qui aurait eu lieu par dessus les limites actuelles du bassin, soit par voie de terre, soit par voie de mer et le long des côtes. En tout cas, il importe de constater dès à présent que le dépôt littoral de Monaco

est presque entièrement formé de roches calcaires provenant de son bassin hydrographique, tandis que les roches étrangères y sont accidentelles et en proportion très-minime ; aussi, bien qu'il soit très-petit, ce bassin mérite sous ce rapport d'être cité comme exemple.

EMBOUCHURE DU VAR. — A Nice, le dépôt littoral montre tout d'abord un air de parenté avec celui de Monaco. Toute la plage entre Nice et Antibes est formée par du galet. Ce dernier provient d'ailleurs d'un remaniement du poudingue lacustre, appartenant au terrain tertiaire supérieur, qui est indiqué vers l'embouchure du Var par la Carte géologique de France. Examinant le dépôt littoral, on trouve qu'il ne diffère pas du gravier à gros grains qui est transporté par le Var lui-même (page 68). Les calcaires y sont très-abondants, il y a notamment du calcaire marneux néocomien noir bleuâtre, qui laisse dans l'acide un squelette grisâtre cellulaire, des calcaires compactes gris, jaunâtres et blancs ; on y distingue aussi de la dolomie. Quant aux têts de mollusques vivants, ils étaient très-rares dans les échantillons que j'ai eus entre les mains. Mais il y a encore beaucoup d'autres substances minérales qui deviennent dominantes dans le sable graveleux associé aux galets. En première ligne, il faut citer le quartz hyalin qui forme la plus grande partie du résidu insoluble dans l'acide, il est tantôt transparent, tantôt opaque, quelquefois coloré en rose ou en jaune. Parmi les autres minéraux, on peut mentionner le feldspath orthose blanc ou rosâtre, les micas, le grenat, le fer oxydulé et même la glauconie ; parmi les roches, le granite, la protogine veinée, le porphyre quartzifère, le schiste micacé, du grès gris et violâtre. Le carbonate de chaux qui dominait dans les gros graviers tend à diminuer avec le grain du dépôt et dans le sable de la pointe de Carras, il se réduit même à 18 pour 100.

Voici les résultats donnés par le triage du gravier qui se trouve au bord de la mer, à 2 kilom. à l'Ouest de l'embouchure du Var :

	<i>Var.</i>
Calcaire argileux, noir bleuâtre.	47,3
Id gris ou blanchâtre	15,2
Dolomie caverneuse	2,2
Grès gris, blanc ou violacé	2,2
Id. quartzeux et feldspathique	8,3

Quartz hyalin	2,2
Id. jaune ou rouge violâtre	2,5
Protogine et débris granitiques	15,1
Porphyre quartzifère vert brunâtre	2,3
Schiste micacé grisâtre	2,1
	<hr/>
	99,4

Les débris qui forment la plage entre Nice et Antibes ont été originairement transportés par le Var, soit à l'époque actuelle, soit à l'époque du terrain tertiaire supérieur et pendant des crues tout à fait exceptionnelles. En jetant un coup d'œil sur la Carte géologique de France, on comprend dès lors que les calcaires crétacés et jurassiques doivent être très-abondants sur cette plage ; car ils encaissent la rivière, particulièrement près de son embouchure. Quant aux roches granitiques, elles proviennent des sommets élevés des Alpes-Maritimes d'où elles ont été apportées par la Tinea, l'un des affluents du Var. C'est surtout la proportion très-notable de ces roches qui distingue le dépôt littoral du Var de celui de Monaco.

Le poudingue calcaire du Var constitue un dépôt puissant, non-seulement sur la plage et à l'embouchure de la rivière, mais encore jusque sous la mer, car des sondages ont appris qu'il se continue à une profondeur de plusieurs centaines de mètres.

Lorsque le Var débite peu d'eau, la mer tend à barrer son embouchure par un bourrelet de galets qui est ensuite entraîné pendant les crues.

ANTIBES. — Côtayant le littoral sur la rive droite du Var et descendant au sud vers Antibes, on trouve près de ce port un sable fin gris verdâtre. Il est formé de quartz mélangé à de la chaux carbonatée ayant une origine organique ; on y reconnaît, en effet, beaucoup de menus débris de gastéropodes, de bivalves, d'échinides, de bryozoaires et surtout une multitude de foraminifères. Les plantes marines peuvent aussi y être assez abondantes. Enfin, on distingue encore des fragments de mélaphyre vert noirâtre, un schiste argileux, rouge brique, du mica bronzé ou blanc d'argent, du grenat, du fer oxydulé.

Dans la petite rade qui, au nord d'Antibes, est découpée dans le muschelkalk, la teneur de ce sable en carbonate de chaux s'élève à 43 pour 100 ; il faut l'attribuer au grand nombre de coquilles qui lui sont mélangées et au voisinage des roches calcaires appartenant au crétacé inférieur qui reparaissent près d'Antibes. La présence du mélaphyre dans ce dépôt littoral est d'ailleurs bien d'accord avec la Carte géologique de France qui l'indique au Nord et au Sud d'Antibes.

GOLFE DE JOUAN. — Vers l'extrémité de la presqu'île de la Garoupe, la plage est interrompue ; la côte devient rocheuse et les dépôts sont essentiellement formés de galets calcaires appartenant au terrain crétacé de la presqu'île.

Mais à partir du point où la plage reparait, on trouve un dépôt littoral qui conserve à peu près les mêmes caractères depuis la naissance de la presqu'île de la Garoupe jusqu'au cap de la Croisette.

C'est un arkose grenu ou un gravier feldspathique de couleur rosâtre, ayant un grain assez égal. Le quartz y est, de beaucoup, le minéral dominant ; on y observe aussi de l'orthose qui est rose ou blanc ; des micas blanc argenté et brun tombac qui sont quelquefois réunis sur la même paillette et qui proviennent de la destruction d'un granite à deux micas ; des débris de ce granite ; un peu de grenat ; du schiste argileux couleur de brique appartenant au trias ; du calcaire compacte blanc ou gris brunâtre, en petits galets ; des fragments de coquilles qui sont toutefois assez rares ; accidentellement de la limonite brune et de l'euphotide roulée. La teneur en carbonate de chaux est très-faible et reste inférieure à 3 pour 100. Le feldspath augmente d'ailleurs vers l'Ouest du golfe.

Tous ces résultats s'expliquent très-bien par la seule inspection de la Carte géologique de France ; car, dans la partie Ouest, le golfe Jouan présente une côte granitique dont les débris ont formé un gravier feldspathique, à grains anguleux peu roulés. Au Nord du golfe, on rencontre du reste le grès bigarré qui a dû naturellement augmenter la proportion de quartz, tandis que le muschelkalk ainsi que le terrain crétacé introduisaient dans le dépôt littoral quelques grains calcaires.

Le triage de deux échantillons pris, le premier dans la partie Nord du golfe Jouan, le deuxième au cap de la Croisette, précisera par des chiffres la composition minéralogique qui vient d'être indiquée.

	<i>Golfe Jouan.</i>	<i>Cap Croisette.</i>
Quartz hyalin gris ou blanchâtre.	55,0	50,6
Débris granitiques formés d'orthose blanc ou rosé et de quartz hyalin.	41,8	21,6
Porphyre quartzifère brun rouge et quelquefois verdâtre ou noirâtre.	1,2	25,0
Calcaire blanchâtre ou grisâtre en grains arrondis contenant accidentellement du quartz	1,0	1,3
Coquilles	•	0,2
	<hr/>	<hr/>
	99,0	98,7

ILES DE LERINS. — Les îles de Lerins sont entièrement calcaires, et sur la côte méridionale de Saint-Honorat, la mer dépose, d'après M. Gubler (1), une substance terreuse et grisâtre. Cette substance (I) a été analysée par M. Leconte qui a déterminé également la composition de la dolomie qui forme l'île (II).

	I.	II.
Carbonate de chaux.	3,60	3,35
id. de magnésie.	46,47	49,26
Silice	30,97	46,20
Eau	10,00	•
Chlorures solubles, matières organiques et perte. . .	8,96	0,99
	<hr/>	<hr/>
	100,00	100,00

Le dépôt de l'île Saint-Honorat paraît résulter d'une désagrégation sur place de la dolomie ; remarquons toutefois que cette dolomie n'est pas seulement désagrégée par l'eau de mer, mais qu'elle semblerait aussi décomposée. L'analyse montre, en effet, que le dépôt littoral contient proportionnellement moins de carbonate de magnésie que la roche originaire, résultat qui s'expliquerait d'ailleurs aisément, puisque le carbonate de magnésie se dissout plus facilement que le carbonate de chaux.

— Il m'a paru intéressant d'examiner spécialement le dépôt littoral de l'île Sainte-Marguerite, qui est la plus grande des îles Lerins.

D'après la Carte géologique de France, elle est entièrement

(1) Bulletin de la Société botanique, 1861, p. 438.

formée de calcaire appartenant au terrain crétacé inférieur, en sorte qu'il est facile de reconnaître quels sont les éléments du dépôt littoral qui proviennent de l'île elle-même. Au Sud et vers la haute mer, ce dépôt consiste en galets calcaires bien arrondis qui reposent sur le rocher ; lorsqu'on les dissout dans l'acide, ils ne laissent pas de quartz pour résidu, mais seulement une argile brune très-fine qui pèse moins de 1 pour 100. A la pointe Est de l'île, c'est encore un gros gravier calcaire, qui est seulement mélangé de trois dix-millièmes de quartz hyalin, en sorte qu'il est fourni presque exclusivement par le rivage lui-même. Au contraire, au Nord, en regard de la pointe de la Croisette et au pied du petit débarcadère, le dépôt littoral contient 28 pour 100 de calcaire et 72 d'un résidu sableux dans lequel on distingue des grains de quartz hyalin, du feldspath blanc ou rougeâtre, du porphyre, des micas, de l'hornblende. Il est bien visible que le calcaire provient de l'île, tandis que le résidu qui constitue cependant la plus grande partie du dépôt a été transporté de la côte voisine et en particulier du cap de la Croisette. Ce résultat s'explique d'ailleurs facilement si l'on observe que l'île Sainte-Marguerite ne se trouve qu'à 1 kilomètre de ce cap, duquel la sépare un chenal ayant seulement 3 mètres de profondeur.

Ainsi, autour de l'île Sainte-Marguerite, le dépôt littoral provient essentiellement des débris de l'île elle-même auxquels se mélangent vers le Nord les débris de la côte voisine qui sont apportés par la mer. D'un autre côté, il n'y a que très-peu de carbonate de chaux au cap de la Croisette, non plus que dans le golfe Jouan, et cependant les îles Lerins sont entièrement calcaires et elles ferment en partie le golfe duquel elles sont très-rapprochées ; par suite, chaque dépôt littoral dans la Méditerranée tend à se localiser sur les côtes qui en ont fourni les matériaux.

GOLFE DE NAPOULE. — Le golfe de Napoule, dans toute sa partie Est, présente le même dépôt littoral que le golfe Jouan dans sa partie Ouest. C'est toujours un arkose graveleux ou sableux ayant une couleur rosâtre ; il provient essentiellement de la destruction des roches granitiques qui bordent le golfe de Napoule ou qui consti-

tuent son bassin hydrographique. Les débris sont généralement anguleux et ont été peu roulés ; cependant des calcaires compactes, bruns ou jaunâtres, appartenant au terrain crétacé et au muschelkalk, s'y montrent invariablement à l'état de grains bien arrondis. Le minéral dominant est le quartz hyalin ; toutefois, il y a beaucoup d'orthose qui est ordinairement rosâtre et donne sa couleur au mélange. Les micas blanc argenté et brun tombac s'observent dans tous les échantillons ; le grenat y est accidentel. Vers l'embouchure de la Siagne, le grain du dépôt augmente et on distingue très-bien une grande variété de roches granitiques ; il y a notamment des fragments de gneiss, de granite, de pegmatite, de micaschiste quartzeux noir ou gris, de schiste micacé gris verdâtre. On trouve en outre du porphyre brun ou rouge marron contenant quelquefois du quartz hyalin ; ce porphyre devient surtout abondant vers le cap de la Croisette. Il faut encore signaler du schiste rouge brique ou rouge lie de vin et du mélaphyre, notamment vers l'Ouest. Les débris de mollusques sont rares ou manquent complètement, en sorte que, dans le golfe de Napoule, le carbonate de chaux de l'arkose provient presque entièrement de petits grains calcaires ; sa teneur est de plusieurs centièmes dans le fond du golfe et à l'embouchure de la Siagne, toutefois elle reste inférieure à 15 pour 100.

La composition minéralogique du dépôt littoral dans le golfe de Napoule est assez variée ; cette circonstance s'explique naturellement si l'on observe que son bassin hydrographique, bien que peu étendu, comprend diverses roches granitiques, ainsi que le terrain houiller, le grès bigarré, le muschelkalk, et le terrain crétacé qui sont échelonnés en amphithéâtre. Le principal cours d'eau qui arrose ce bassin est la Siagne, rivière ayant un parcours peu étendu, mais une assez forte pente ; par suite, dans son parcours à travers ces différents terrains, elle doit entraîner leurs débris dans le golfe. Il est bon d'observer que le porphyre augmente dans le dépôt littoral au voisinage du cap de la Croisette et qu'il atteint 25 pour 100 au cap lui-même (page 156). Cependant ce porphyre ne peut provenir de l'Esterel, puisqu'il aurait dû suivre le rivage du golfe de Napoule, et que sa proportion dans le dépôt littoral tend au con-

traire à diminuer vers le fond du golfe ; l'examen minéralogique du dépôt littoral conduit donc à admettre l'existence d'un gisement de porphyre près du cap de la Croisette.

ESTEREL. — Pour le département du Var, qui succède aux Alpes-Maritimes, de nombreux échantillons m'ont été recueillis par M. Moreau et par M. Lonclas, ingénieur des ponts et chaussées.

Au delà du golfe de Napoule, vient le massif montagneux de l'Esterel qui fait saillie dans la mer. Ce massif est essentiellement formé par du porphyre et, vers le Sud-Ouest, par du grès bigarré ; bien que le rivage qui le borde soit abrupte, sur presque toute sa longueur on peut facilement examiner le dépôt littoral dans la rade d'Agay. Au fond de cette rade, et vers l'embouchure de la petite rivière qu'elle reçoit, le dépôt littoral montre une arène graveleuse composée surtout de débris de porphyre. Le quartz est hyalin gris, bien transparent, en grains anguleux ; le porphyre rougeâtre, violacé ou grisâtre. En outre, il y a des plaquettes arrondies de schiste et de grès bigarré ayant une couleur grise ou rouge brunâtre. Les mollusques s'éloignent de l'Esterel, comme on l'observe habituellement le long des rivages abruptes ; dans le fond de la rade d'Agay elle-même, le dépôt littoral fait à peine effervescence et ne contient que de rares fragments de coquilles.

Voici les résultats d'un triage opéré sur l'arène graveleuse, prise vers l'embouchure de la rivière d'Agay :

	<i>Agay.</i>
Porphyre brun rougeâtre, lilas ou verdâtre, avec quartz et feldspath, de l'Esterel	76,3
Quartz hyalin gris ou rougeâtre en fragments et avec cristaux bipyramidés provenant du porphyre.	10,0
Grès bigarré brun rougeâtre ou grisâtre, partiellement micacé, en plaquettes arrondies	13,4
Coquilles	0,3
	<hr/> 100,0

La rade d'Agay se trouve à la limite du porphyre et du grès bigarré ; elle est à l'extrémité d'un promontoire et des falaises la séparent nettement des côtes voisines ; de plus, les cours d'eau qui s'y rendent parcourent un bassin hydrographique qui est très-peu

étendu et limité à l'Esterel. Si l'on remarque, en outre, que ce bassin présente une constitution géologique toute spéciale, il sera facile d'apprécier son influence sur la composition du dépôt littoral. Or, d'après les caractères minéralogiques de ce dépôt, nous voyons qu'il s'est formé aux dépens du porphyre de l'Esterel et du grès bigarré. Ses grains de quartz eux-mêmes proviennent, pour la plus grande partie, du porphyre, car ils sont encore très-anguleux. D'un autre côté, c'est à peine si la mer a introduit quelques têts de mollusques dans le dépôt, et par conséquent son apport doit être très-faible dans le fond de la rade d'Agay : elle a simplement remanié les débris fournis par les falaises et le gravier transporté par les cours d'eau de l'Esterel ; mais il ne paraît pas qu'elle ait charrié le long des côtes des roches étrangères à la rade elle-même.

GOLFE DE FRÉJUS. — Dans le golfe de Fréjus, le dépôt littoral est un gravier multicolore à fragments généralement anguleux ou peu arrondis.

A Saint-Raphaël, par exemple, on y distingue surtout les débris d'un granite gneissique qui est riche en quartz et contient de l'orthose blanc ainsi que deux espèces de micas. Il y a en outre des plaquettes de micaschiste rougeâtre, et de schiste micacé gris-noirâtre ainsi que des grains roulés de porphyre quartzifère, de grès brunâtre et de lydienne. Enfin, il y a encore un peu de dolomie grise celluleuse et des têts de mollusques.

A l'embouchure de la rivière d'Argens, près de Fréjus, la proportion du carbonate de chaux contenue dans le gravier s'élève à 18 0/0.

Le triage du gravier de Saint-Raphaël débarrassé de son calcaire m'a donné :

	<i>Saint-Raphaël.</i>
Granite quartzeux avec orthose blanc.	52
Quartz gris ou rougeâtre.	45
Micaschiste et autres roches.	3
	100

Le gravier du golfe de Fréjus est très-quartzeux, ce qui se comprend facilement puisque ce golfe reçoit l'Argens, qui coule sur le grès bigarré. Lorsque son quartz est anguleux, il n'a pas été roulé ; le

feldspath-orthose blanc qui l'accompagne indique bien alors qu'il provient du granite des Maures. Dans le bassin de l'Argens, il y a d'ailleurs du porphyre, des schistes cristallins et de la dolomie appartenant au trias. Il suffit de jeter un coup d'œil sur la Carte géologique de France pour reconnaître que le golfe de Fréjus, bordé au nord par l'Esterel, à l'ouest par les Maures et recevant en outre la rivière l'Argens, renferme bien dans son bassin hydrographique les différentes roches qui ont été signalées dans son dépôt littoral.

GOLFE DE GRIMAUD. — Sur les bords du golfe de Grimaud ou de Saint-Tropez, les dépôts littoraux offrent encore un gravier dont les fragments sont anguleux ou peu arrondis. Comme dans le golfe de Fréjus, il est essentiellement formé par du quartz hyalin et de l'orthose blanc qui proviennent de la destruction des roches granitiques des Maures, mais on y trouve plus de gneiss et de micaschiste et le mica brun tombac y devient plus abondant. Le plus souvent, ce gravier ne fait pas effervescence ; sur la plage de Saint-Tropez, il contient seulement quelques millièmes de carbonate de chaux qui se réduisent à des traces, entre Saint-Tropez et le cap de Camarat ; son carbonate provient du reste de petits gastéropodes, de bryozoaires, quelquefois aussi de tuf calcaire.

RADE DE CAVALAIRE. — Dans la rade de Cavalaire, le gravier est anguleux et résulte encore de la destruction de gneiss et de micaschiste fournis par les montagnes des Maures. Vers l'extrémité orientale de cette rade, il y a des petits galets de diorite qui sont bien arrondis ; vers l'extrémité occidentale, il se dépose sur la plage un sable fin, gris brunâtre, renfermant un peu de fer oxydulé et une multitude de paillettes de mica-argenté.

RADE DE BORMES — Dans la rade de Bormes, le gravier reste formé de débris à peine roulés de gneiss et de micaschiste. Le quartz hyalin en compose toujours la plus grande partie. Certaines variétés du micaschiste contiennent du grenat brun ; d'autres sont très-quartzeuses et pénétrées de mica blanc, nacré, en petites paillettes. Le

gravier provenant de cette rade, que j'ai examiné, ne faisait pas effervescence avec l'acide.

— Le golfe de Grimaud, ainsi que les rades de Bormes et de Cavalaire, communiquent avec des bassins hydrographiques qui sont limités aux montagnes granitiques des Maures ; il est donc facile de comprendre pourquoi leur dépôt littoral se compose de débris granitiques qui lui donnent le caractère d'un arkose. La rareté des mollusques au pied de ces montagnes, qui sont assez abruptes, est un fait qui mérite aussi d'être signalé ; comme, d'un autre côté, les calcaires font défaut dans les bassins hydrographiques de cette partie de la côte, l'on conçoit facilement pourquoi le dépôt littoral est lui-même dépourvu de carbonate de chaux.

RADE D'HYÈRES. — La rade d'Hyères offre un gravier multicolore et de composition minéralogique plus complexe que les précédents. Son grain peut devenir plus fin et alors il passe au sable ; c'est ce qui a lieu aux Vieux-Salins, à 6 kilomètres à l'Est d'Hyères, où l'on trouve un sable formé de quartz hyalin avec mica blanc argenté, grenat, micaschiste blanc grisâtre.

Ce sable ne fait pas effervescence ; mais plus à l'Ouest, sur la plage du Ceinturon, il peut contenir plus de 12 pour 100 de carbonate ; le résidu qu'il laisse dans l'acide chlorhydrique est de 85 pour 100.

Le gravier du Ceinturon présente des grains généralement anguleux ou peu arrondis qui ont un diamètre moyen de 2 millimètres. C'est le quartz qui se montre de beaucoup le minéral le plus abondant ; il est hyalin, de couleur blanche, grise ou rougeâtre. On y distingue aussi des cailloux roulés de micaschiste gris noirâtre, de gneiss, de porphyre quartzifère, des grains de feldspath, du mica, du fer oxydulé. Quant au calcaire, il provient de mollusques, mais en outre de galets calcaires ayant une couleur brun grisâtre ; la présence de ces galets calcaires s'explique facilement, puisque la rivière le Gapeau ne se déverse dans la rade d'Hyères qu'après avoir traversé les terrains crétacé, jurassique et triasique.

Sur certains points de la plage d'Hyères, il y a une grande propor-

tion de fer oxydulé, et dans un échantillon j'en ai même séparé 13 pour 100 au moyen de l'aimant. Ce fer oxydulé qui s'observe sur la plage par une mer calme, y est concentré par le lavage naturel qu'opère dans le sable le clapotement supérieur de la vague.

A l'extrémité Est de la presqu'île de Giens, la mer dépose un gravier multicolore et anguleux qui se rapproche beaucoup de celui de la plage du Ceinturon. Il est presque entièrement formé de quartz hyalin qui est tantôt blanc et tantôt gris ou quelquefois rougeâtre. On y distingue des plaquettes arrondies de micaschiste avec mica doré, quelques grains feldspathiques et du grenat brun.

RADE DE GIENS. — A Almanase et à Querquerane, dans la rade de Giens, on trouve un gravier dans lequel domine encore le quartz.

Ce dernier est toujours blanc, gris ou rougeâtre ; il est accompagné par du micaschiste gris verdâtre, par du grès appartenant à l'étage du grès bigarré, par des débris feldspathiques, par du grenat brun et rouge. Des débris de gastéropodes et de bivalves sont mélangés à ce gravier qui peut aussi contenir du calcaire provenant des terrains jurassiques et du muschelkalk qui se montrent au Nord de la rade de Giens. Il renferme moins de 10 pour 100 de carbonate de chaux, et le résidu de son traitement par l'acide chlorhydrique est environ de 90 pour 100.

-- Les détails dans lesquels nous venons d'entrer nous permettent d'assigner l'origine des dépôts qui se forment aux pieds des Maures et de l'Esterel. En effet, ces dépôts sont surtout des graviers à angles vifs et par suite ils ont été peu remaniés par les eaux. Il est visible qu'ils proviennent en partie de la destruction du rivage ou des roches qui les bordent. Porphyriques dans l'Esterel, ils contiennent du granite gneissique et du micaschiste au pied des montagnes des Maures. Remarquons cependant qu'on y trouve non-seulement les roches qui bordent immédiatement le rivage, mais encore celles des bassins hydrographiques qui y déversent leurs eaux. Ces dernières roches qui peuvent venir d'une distance plus ou moins grande se reconnaissent d'ailleurs assez facilement ; car elles sont toujours arrondies et à l'état de cailloux roulés. Dans le golfe de Saint-Tropez et

dans la rade de Bormes, nous avons des gneiss et des micaschistes, parce que ces roches constituent les côtes ainsi que les bassins hydrographiques. Mais dans le golfe de Fréjus le dépôt littoral contient, indépendamment des débris granitiques des côtes, des porphyres et des roches triasiques apportées par l'Argens et ses affluents. Il en est de même dans les rades d'Hyères et de Giens dans lesquelles viennent déboucher des cours d'eau qui traversent les terrains triasique, jurassique, crétacé et tertiaire. Les roches entraînées par ces cours d'eau sont venues se mélanger à celles qui ont été arrachées aux flancs des montagnes granitiques des Maures ; c'est ce qui explique la variété que présente la composition minéralogique du dépôt littoral.

Lorsque les rivières se rendent dans une mer intérieure comme la Méditerranée, elles produisent habituellement des attérissements et même des deltas à leur embouchure. Toutefois, entre Monaco et les îles d'Hyères, cela n'a pas lieu ; cette exception est surtout remarquable pour le Var qui est une rivière torrentielle transportant à la mer une grande proportion de débris (1). On s'en rendra compte en observant que toute cette côte s'incline en pente rapide, par suite les débris entraînés par le Var tombent au fond de la mer ; ils vont s'accumuler bien au-dessous du niveau de l'eau et ne contribuent pas à accroître le rivage. En outre, quand la côte est à pente rapide, les mollusques y sont peu abondants, en sorte qu'ils apportent beaucoup moins de coquilles dans le dépôt littoral que quand la pente est douce. On conçoit, au contraire, que dans la rade d'Hyères qui est peu profonde, des attérissements puissent se former à l'embouchure du Gapeau.

RADE DE TOULON.— La rade de Toulon présente des dépôts qui sont assez semblables à ceux de la rade de Giens, et c'est facile à comprendre, puisque les roches qui encaissent ces deux rades sont à peu près les mêmes. On y trouve un gravier multicolore et assez inégal ; passé sur le tamis de 4 millimètres, il donne, à Brégançon, un résidu

(1) De Villeneuve: *Description minéralogique et géologique du Var.*

de 55, tandis que dans la rade du Lazaret, ce résidu est seulement de 2. Du reste, au fond des baies, le dépôt devient sableux et passe même à un sable marneux, comme dans l'anse de la Chapelle-des-Morts.

Le quartz est toujours l'élément principal du dépôt littoral ; il peut être en fragments ou en grains roulés. Les débris qui l'accompagnent sont le micaschiste avec mica sericite gris ou blanc verdâtre, le grès bigarré rouge et violacé, des roches granitiques, des paillettes de mica. Dans la baie de la Seyne, on observe aussi du calcaire concrétionné, et dans les anses Balaguier, Saint-Georges, du Canier, le gravier contient des galets calcaires. Parmi les substances minérales exceptionnelles, il faut mentionner le fer oxydulé, le grenat, le pyroxène augite qui se montre en cristaux noirs bien conservés dans la rade des Vignettes.

Maintenant, il y a encore des débris de mollusques qui deviennent quelquefois très-abondants ; ils appartiennent à des gastéropodes, à des bivalves, à des serpules, à des oursins, et à quelques foraminifères.

Le calcaire contenu dans les dépôts de la rade de Toulon présente une double origine : une partie a été secrétée par les mollusques qui peuplent la rade ; tandis que l'autre provient de tufs modernes et surtout de la destruction des roches qui se trouvent dans le bassin hydrographique de la rade et qui appartiennent au muschelkalk ainsi qu'aux terrains jurassique et crétacé. La teneur en carbonate de chaux varie d'ailleurs dans des limites assez étendues ; elle est de plusieurs centièmes à l'Equillette et dans les rades des Vignettes et du Lazaret ; mais elle dépasse 20 pour 100 dans les anses Saint-Georges et du Canier à Brégançon ; au fond de la baie de la Seyne, elle atteint même 45 pour 100.

CAP SICILÉ. — En sortant de la grande rade de Toulon, on trouve à la pointe Rascas que la côte est formée d'abord par le grès bigarré, puis par le micaschiste qui alterne de nouveau avec le grès bigarré dans la rade de Brusç. Le dépôt littoral se compose de débris qui sont fournis par ces deux roches. Il est d'ailleurs essentiellement local et

renferme beaucoup de grès bigarré ou de micaschiste suivant le point de la côte où il a été recueilli ; à l'aide de la Carte géologique de France, il est même facile de prévoir sa composition minéralogique.

Ce dépôt littoral est à l'état de sable ou de gravier, plus rarement de sable fin. C'est le quartz qui y domine toujours ; il est souvent anguleux et blanc opaque, surtout au voisinage du micaschiste. Le micaschiste lui-même a une couleur grise, gris verdâtre ou noirâtre ; il est très-riche en quartz qui est entièrement pénétré par des lamelles microscopiques de mica séricite. Les grains feldspathiques ou porphyriques sont rares ; le grès bigarré fournit des plaquettes schisteuses ayant une couleur violacée ou brun rougeâtre.

Quant au carbonate de chaux, il ne dépasse pas 10 pour 100. Comme la côte n'en fournit pas, il provient de débris de mollusques ; il diminue lorsque le dépôt passe au gravier. Ce résultat s'explique très-bien ; car le gravier indique une mer agitée et les mollusques doivent naturellement s'éloigner de la côte qu'elle baigne ; d'un autre côté, le frottement tend à détruire rapidement les coquilles lorsqu'il est exercé par du gravier quartzeux ; on comprend donc pourquoi il y a peu de débris de mollusques dans les parties où le dépôt littoral est graveleux. Au pied des escarpements qui avoisinent le cap Sicié, il n'y a plus que des traces de carbonate de chaux ; comme nous l'avons vu précédemment, cela tient à ce que les mollusques sont rares sur les côtes profondes et abruptes.

Le triage du gravier pris dans une petite crique près du cap Sicié, m'a donné les résultats suivants :

<i>Cap Sicié.</i>	
Quartzite noir anthraciteux traversé par des veines nombreuses de quartz.	30
Quartz hyalin blanc et opaque, provenant en partie des veines qui traversent le quartzite précédent.	39
Quartz avec un peu de feldspath.	9
Schiste noirâtre ou vert noirâtre, plus ou moins siliceux	22
	100

ILE DES EMBIEZ. — L'île des Embiez, qui est formée de micaschiste, présente un dépôt littoral graveleux dans lequel il y a toujours

beaucoup de quartz opaque et du micaschiste gris ou brunâtre, avec mica séricite. Le carbonate de chaux provient des mollusques ; mais sur le côté Sud de l'île et en regard du large je n'en ai trouvé que des traces.

BAIE DE SAINT-NAZAIRE. — La baie de Saint-Nazaire est encore bordée par le grès bigarré, et d'un autre côté elle reçoit des cours d'eau, tels que la Reppe, qui traversent le muschelkalk, ainsi que les terrains jurassique et crétacé. C'est ce qui explique pourquoi son dépôt littoral peut contenir du calcaire compacte et du silex ; le premier est en grains arrondis, tandis que le second est en fragments anguleux. L'essai d'un échantillon a donné 48 pour 100 de carbonate de chaux, sur lequel il n'y en a qu'une très-minime partie qui provienne des coquilles. En triant la partie du même échantillon qui reste sur le tamis fin, voici d'ailleurs les résultats que j'ai obtenus :

	<i>Saint-Nazaire.</i>
Calcaire compacte en grains, grisâtre, jaunâtre ou blanc. .	77,0
Silex argileux brun ou blond.	5,9
Quartz hyalin en grains peu arrondis	15,0
Coquilles brisées.	0,2
	<hr style="width: 10%; margin-left: auto; margin-right: 0;"/> 98,4

DE SAINT-NAZAIRE A MARSEILLE. — Entre Saint-Nazaire et Marseille, la côte, qui est assez escarpée, présente des roches exclusivement calcaires qui appartiennent au terrain jurassique et surtout au terrain crétacé inférieur. Aussi voit-on apparaître une grande proportion de calcaire compacte dans le dépôt littoral ; ce calcaire est jaunâtre, gris ou brunâtre. Des débris de coquilles peuvent l'accompagner et il y en a d'autant plus que le dépôt littoral est un sable plus fin. Dans le golfe de la Ciotat, par exemple, ils sont très-nombreux et l'on y distingue notamment des foraminifères. Cependant, le carbonate de chaux ne représente guère plus de la moitié du dépôt littoral ; le reste est constitué par d'autres substances minérales parmi lesquelles il faut citer en première ligne le quartz hyalin ; il y a aussi du silex et quelques paillettes de mica blanc argenté.

Du gravier pris à la pointe d'Alon, entre les baies de Bandol et

de la Ciotat, sur une côte formée par le calcaire jurassique, m'a donné les résultats suivants :

	<i>Pointe d'Alon.</i>
Calcaire compacte en grains, gris, jaunâtre, brunâtre ou noirâtre	91
Silex anguleux, noirâtre, blond ou blanchâtre.	7
Quartz hyalin blanchâtre.	2
	<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/>
	100

Le triage des 3 échantillons de Sicié, de Saint-Nazaire et d'Alon met bien en évidence la grande influence de la côte sur la composition minéralogique du dépôt littoral. Le 1^{er} qui est sur une côte sans calcaire n'en contient pas ; le 2^e en renferme qui provient du bassin hydrographique, bien que la côte elle-même en soit dépourvue ; enfin, le 3^e qui s'est déposé sur une côte jurassique est presque entièrement composé de débris calcaires.

RADE DE MARSEILLE. — La rade de Marseille est bordée par des roches appartenant aux terrains crétacé inférieur, jurassique, miocène, et ces mêmes roches forment aussi son bassin hydrographique ; on doit donc s'attendre à ce que ses dépôts marins soient riches en calcaire. Aux environs de la promenade du Prado, on trouve en effet du calcaire sableux dont le grain peut être plus ou moins fin et qui, devenant plus gros au bord des falaises, passe alors à un calcaire graveleux. Au Prado, le calcaire qui domine est blanc ou jaunâtre, très-compacte, quelquefois réticulé et siliceux dans certains échantillons : bien qu'il provienne des roches du voisinage, ses grains sont arrondis ; c'est d'ailleurs ce qui s'observe habituellement pour les calcaires. Quelques débris de mollusques y sont mélangés et il y a surtout beaucoup de plantes marines.

L'essai des échantillons du Prado m'a montré que le calcaire graveleux est plus riche en carbonate de chaux que celui qui est sableux, et que ce dernier l'est d'autant moins que son grain est plus fin. Ainsi, le carbonate était environ de 41 pour le calcaire sableux le plus fin, et de 61 pour celui d'un grain plus gros ; enfin, il pouvait s'élever au moins à 90 pour le calcaire graveleux, pris au pied d'une

falaise et dont les grains avaient plus d'un centimètre de diamètre. Ce résultat s'explique facilement, car le calcaire est plus tendre que les roches qui l'accompagnent et, par suite, il doit s'user plus rapidement par le mouvement des vagues.

Le calcaire déposé sur la plage du Prado donne un résidu très-notable lorsqu'on le traite par l'acide chlorhydrique ; ce résidu et d'autant plus grand que le grain est plus fin et il peut d'ailleurs dépasser 50 pour 100. En étudiant sa composition minéralogique après l'attaque, on voit qu'il est formé de quartz hyalin avec du silex blanchâtre. On y distingue aussi un peu de fer oxydulé, de grenat brun rouge et même accidentellement quelques lamelles de feldspath. La présence de ces derniers minéraux est assez bizarre, car ils proviennent habituellement de roches granitiques, et il faudrait aller jusqu'à l'embouchure du Rhône ou bien jusqu'auprès de Toulon pour en trouver sur la plage. D'un autre côté, les cours d'eau qui se déversent dans la rade de Marseille coulent seulement sur les terrains jurassique, crétacé, miocène, et il semble difficile d'admettre qu'ils aient apporté ces minéraux ; c'est possible toutefois, car les grains de quartz hyalin déposés dans ces terrains pouvaient très-bien être accompagnés de minéraux comme le grenat et le feldspath qui se trouvent en très-petite quantité, en sorte qu'ils ne deviennent visibles que dans le résidu de la trituration de grandes masses de la roche.

Cette dernière hypothèse paraît être la plus vraisemblable, puisque nous avons vu jusqu'à présent que dans la Méditerranée le dépôt littoral est essentiellement local et qu'il provient des côtes où des bassins hydrographiques avec lesquels elles communiquent.

BOUCHES-DU-RHÔNE. — A son embouchure dans la Méditerranée, le Rhône présente un delta très-bien caractérisé dont la surface s'élève à 720 kilomètres carrés. Sur la côte, ce delta est découpé par des échancrures profondes qui se modifient sans cesse et qui varient surtout avec la position des bouches du fleuve. Il se développe à l'Est depuis Fos jusqu'à l'étang de Mauguio à l'Ouest, sur une étendue qui atteint 90 kilomètres.

Le Rhône entier débite par seconde 600 mètres cubes à l'étiage,

1718 mètres cubes en eaux moyennes, 12 000 mètres cubes dans les grandes crues. De cette masse d'eau 0,84 coulent dans le grand Rhône et 0,16 seulement dans le petit Rhône.

Le volume des matières solides transportées annuellement par le Rhône entier, est estimé par M. Surell à 21 millions de mètres cubes, dont 17 millions pour le bras principal ou grand Rhône. D'un autre côté, les atterrissements près de ses embouchures sont environ de 15 millions de mètres cubes ; ils représentent donc près des trois quarts des matières tenues en suspension.

Les atterrissements sont particulièrement très-considérables devant le grand Rhône, car ils sont en rapport avec le volume d'eau débité par chaque bouche du fleuve ; de plus, des vents soufflent souvent dans une direction opposée à celle suivant laquelle il se jette dans la Méditerranée. Dans l'état actuel, la plage avance depuis les embouchures jusqu'au phare Faraman, tandis qu'elle recule devant les Saintes-Maries et devant l'embouchure du petit Rhône (1).

Le Rhône fournissant un exemple remarquable des dépôts qui se forment dans la mer à l'embouchure des fleuves, il était particulièrement intéressant d'étudier la composition minéralogique de la base de son delta. C'est ce que j'ai fait d'après des collections très-complètes qui m'ont été envoyées par MM. Pascal et Aurès, ingénieurs en chef des départements des Bouches-du-Rhône et du Gard. Déjà nous avons dit quelques mots des dépôts que le Rhône forme le long de son cours ; ces derniers sont assez variables, parce qu'ils dépendent des affluents qu'il reçoit et de la nature des roches qui composent les différentes parties de son bassin (p. 69).

Sur toute l'étendue, entre Fos et Mauguio, le dépôt littoral offre au contraire des caractères qui sont presque constants ; c'est du reste facile à comprendre, puisque ce dépôt appartient à un même delta et qu'il résulte de l'action combinée du Rhône et de la mer. Il consiste essentiellement en sable, plus ou moins fin, ayant une couleur grise avec nuance jaunâtre, verdâtre ou brunâtre. Le quartz hyalin en est le

(1) Rapport de la commission internationale pour l'amélioration des bouches du Danube, par MM. Tostain, Fowke, Lentze, Menabrea. — Lettre de M. Pascal à M. Delesse.

minéral dominant ; mais on y distingue aussi du feldspath orthose blanc, en petites lamelles, des paillettes de mica blanc argenté, verdâtre, vert foncé, brun tombac ou noirâtre, du quartzite, du silex blanc ou jaunâtre en petits fragments, du grenat rouge, du péridot transparent de couleur vert olive. Quelquefois encore, on y voit des grains noirs qui paraissent être de l'augite, ainsi que du micaschiste et des roches feldspathiques verdâtres. La présence de ces diverses substances minérales s'explique aisément ; elle tient à ce que le bassin hydrographique du Rhône comprend à la fois des régions granitiques comme les Alpes et les Cévennes ainsi que des régions volcaniques comme l'Ardèche et le Vivarrais ; ces régions sont même assez rapprochées de l'embouchure du Rhône.

Le calcaire, si abondant le long du cours du Rhône et jusqu'à l'origine de son delta, doit avoir été trituré par les minéraux plus durs avec lesquels il était charrié ; réduit en parcelles microscopiques, il a formé avec l'argile un limon calcaire ; les eaux du fleuve l'ont entraîné au loin dans les profondeurs de la Méditerranée ; une partie s'est même déposée à l'état de marne sur les rives peu agitées qui avoisinent les embouchures ; c'est, par exemple, ce qui a lieu près de l'étang de Gloria, dans le golfe de Fos, où le dépôt littoral est une marne gris verdâtre.

Du reste, sur toute la base du delta du Rhône, du carbonate de chaux a été sécrété par les animaux marins qui peuplent la côte ; leurs débris sont anguleux, menus, mais très-nombreux ; on y reconnaît des gastéropodes, des acéphales, des oursins. Les foraminifères sont aussi très-abondants, particulièrement dans le golfe de Fos qui reçoit la plus grande partie des eaux du Rhône actuel.

Enfin, parmi les débris organisés, il faut encore signaler des plantes marines.

Le dépôt littoral qui forme la base du delta du Rhône présente une teneur en carbonate de chaux qui est peu variable. Cette teneur est généralement moindre que sur les côtes voisines de Marseille et de Cette : elle dépasse toujours quelques centièmes ; mais elle reste généralement inférieure à 20, et c'est seulement par exception qu'elle atteint 35 pour 100. En suivant la côte, de l'Est à l'Ouest, on trouve

qu'à Fos, dans le fond du golfe de ce nom, elle est de 20 ; elle se réduit à 12 vers le milieu de l'étang de Gloria ; puis, entre l'embouchure de cet étang et celle du Rhône actuel, elle peut s'élever à 35. Plus loin elle reste inférieure à 20 jusqu'aux Saintes-Maries, se rapprochant de cette limite vers le phare de Farman à l'embouchure du vieux Rhône, en regard de l'étang du grand Rascaillon et près du poste de la Gachette dans le fond du golfe des Saintes-Maries. Elle est à peu près de 35 vers la limite des départements du Gard et des Bouches-du-Rhône et elle s'élève encore à 30 près des pointes de l'Espiguette : elle tombe ensuite au-dessous de 7 lorsqu'on se dirige vers le Nord-Ouest ; mais elle remonte de nouveau à 25 dans le fond du golfe d'Aigues-Mortes.

Quant au résidu de l'attaque par l'acide chlorhydrique, c'est un sable bleuâtre, quartzeux, dont la proportion a varié de 90 à 55 pour 100.

En résumé, le carbonate de chaux augmente généralement dans les golfes qui avoisinent les Bouches-du-Rhône, c'est-à-dire dans les parties où la mer, peu agitée, est favorable au développement des mollusques et permet le dépôt de la marne apportée par le fleuve. Nous verrons d'ailleurs par la suite de ces recherches qu'une marne très-calcaire se forme aussi dans le fond de la mer et en regard du Rhône.

DÉPARTEMENT DE L'HÉRAULT. — Une multitude de cours d'eau descendant des flancs des Cévennes et de la Montagne-Noire sillonnent le département de l'Hérault. Dans la partie orientale du département, ces cours d'eau réunissent leurs attérissements à ceux du Rhône, en sorte qu'il est difficile de tracer une limite bien nette pour le delta de ce fleuve.

Sur le littoral de l'Hérault, le long des étangs de Mauguio et de Vic, la mer dépose un sable fin et d'un grain assez égal qui est gris verdâtre ou brunâtre. De nombreuses coquilles, réduites en petites parcelles, lui sont mélangées et contribuent surtout à lui donner une couleur variée. Il contient du quartz hyalin, du silex, des micas blanc argenté et vert bronzé, ainsi que du micaschiste. On y observe aussi

des grains calcaires. Sa proportion de carbonate de chaux n'est pas inférieure à 20 et elle peut dépasser 50 pour 100 ; elle est donc élevée, ce qui se comprend facilement, car indépendamment des coquilles qui sont très nombreuses, comme dans la plupart des golfes, ce dépôt littoral renferme des débris calcaires provenant des montagnes du département de l'Hérault. A l'embouchure du Lez, rivière qui descend de ces montagnes, la proportion de carbonate de chaux est encore plus considérable et elle peut s'approcher de 60 pour 100. En outre, du basalte se montre dans le dépôt.

Comme l'a remarqué M. Figuiet, le sable du littoral de l'Hérault passe quelquefois à un grès coquillier.

CETTE. — La ville de Cette est bâtie au pied d'une colline jurassique qui est battue fortement par la lame, en sorte que la mer dépose dans ses criques des galets et des amas très-épais de gravier. L'examen de ce gravier fait voir qu'il présente une composition minéralogique différente de celle du sable fin de la plage ; il est formé surtout de calcaire jurassique, très-compacte, gris ou gris brunâtre, de silex gris, gris noirâtre ou blanc en fragments anguleux, de quartz brun fortement roulé à structure un peu caverneuse, de quartz hyalin tantôt transparent, tantôt blanc et opaque, de grès gris, de roches granitiques, de quelques grains arrondis de lydienne noire, de mica vert noirâtre. Le gravier de Cette est très-riche en carbonate, dont il contient près de 80 pour 100, résultat qui s'explique aisément, puisqu'il est riche en débris de mollusques et qu'il s'est déposé sur les flancs d'une colline de dolomie jurassique.

— Le port de Cette tend à s'engorger par des sables, et jusqu'à présent les travaux par lesquels on a cherché à y porter remède sont restés impuissants. Ce phénomène paraît devoir être attribué au courant littoral nord de la Méditerranée, car la résultante des vents souffle du nord-ouest et doit tendre à éloigner les sables du rivage. Bien qu'il soit irrégulier, le courant littoral marche généralement de l'Est vers l'Ouest en suivant les contours de la côte ; il est surtout très-fort pendant les tempêtes et alors il déplace plus facilement les sables.

Maintenant le Lez et les nombreux cours d'eau qui, entre Cette et le fond du golfe d'Aigues-Mortes, descendent des montagnes de l'Hérault et du Gard, ne cessent de vomir des sables que le courant littoral peut facilement entraîner le long du rivage et faire cheminer vers le sud-ouest. L'accumulation de ces sables est d'ailleurs favorisée par la direction de la côte, qui est transversale à celle du courant littoral ; de plus, à Cette, l'îlot jurassique qui porte la ville forme un cap qui doit encore contribuer au dépôt des sables et entraver leur cheminement le long du rivage.

AGDE. — Sur la plage de Cette à Agde, le dépôt littoral est un sable fin, gris ou jaunâtre, piqueté de noir. Il contient du quartz hyalin, du mica blanc et vert noirâtre, du micaschiste, ainsi que des lamelles d'orthose, du grenat, de la lydienne et beaucoup de coquilles marines. Sa teneur en carbonate de chaux est assez élevée, mais ne dépasse cependant pas le tiers de son poids.

Autour du cap d'Agde, qui est formé par des alluvions de l'Hérault, le dépôt littoral est sableux ou graveleux et coquillier. Indépendamment du quartz, on y distingue des lamelles d'orthose blanc, des micas, particulièrement du mica vert foncé, du schiste micacé et un schiste brun rouge qui est fréquent dans le lit de l'Hérault. Ce schiste argileux s'observe surtout dans le dépôt littoral, à l'ouest de l'embouchure de la rivière, ce qui tient vraisemblablement au courant littoral qui tend à entraîner dans cette direction les débris qui sont apportés par les cours d'eau.

Un essai du dépôt formé dans le lit de l'Hérault m'a donné 14 pour 100 de carbonate de chaux, qui était fourni par un calcaire marneux ; mais sur la plage voisine, le dépôt littoral en contient davantage, ce qu'il doit à sa richesse en débris de coquilles.

— Sur la plage où vient déboucher la rivière d'Orb, le sable est encore fin, grisâtre, piqueté de noir, micacé et coquillier. Sa proportion de carbonate de chaux diminue sensiblement et elle peut se réduire à 10 pour 100.

— On a quelquefois attribué la présence du feldspath et des micas dans le dépôt littoral du département de l'Hérault, au

transport vers l'Ouest des sédiments du Rhône ; mais il importe d'observer que ces minéraux doivent provenir surtout des rivières qui débouchent sur cette côte ; telles sont la Vidourle, l'Hérault, l'Orb, et en général les cours d'eau qui descendent des Cévennes et de la Montagne-Noire dont les sommets sont formés par des roches granitiques.

DÉPARTEMENT DE L'AUDE. — Entre l'embouchure de l'Aude et Gruissan, la plage est bordée d'assez près par les montagnes calcaires de la Clape qui appartiennent au terrain crétacé inférieur ; on peut donc s'attendre à ce que le dépôt littoral devienne plus riche en carbonate de chaux ; et c'est en effet ce qui a lieu, car il en contient plus de 20 pour 100. Vers la plage de Montaulieu, sur laquelle se déverse un petit cours d'eau descendant des montagnes de la Clape, le carbonate de chaux s'élève à 40 pour 100 et il atteint 50 entre les deux graus ou embouchures par lesquelles l'étang de Gruissan communique avec la mer.

Le sable est toujours fin, gris brunâtre et noirâtre. Il renferme beaucoup de quartz qui est hyalin ou opaque ; on y voit aussi du quartzite micacé, du micaschiste gris et vert noirâtre, du schiste ardoisier en petites plaquettes arrondies, des paillettes de mica grisâtre vert foncé et de diverses couleurs, du grès brun ferrugineux et quelques lamelles feldspathiques ; en outre, des fragments nombreux et menus de coquilles marines lui sont mélangés.

LA NOUVELLE. — En s'approchant du port de la Nouvelle, la plage présente encore le même sable. On le retrouve également dans le port, mais il est plus fin et accompagné de foraminifères. Sa teneur en carbonate de chaux se réduit alors à 11 pour 100.

Si l'on pénètre dans l'étang de Sigean ou de Bages qui, en se déversant dans la mer, donne lieu au port de la Nouvelle, on trouve que le sable déposé à l'embouchure de la rivière la Berre renferme environ 23 pour 100 de carbonate de chaux. Cette rivière charrie donc un sable plus calcaire que celui du port, et il est facile de le comprendre, puisqu'elle descend des Corbières dont les flancs sont essentiellement formés de roches calcaires.

Au Nord de la Nouvelle, le dépôt littoral est un sable fin, tandis qu'au Sud ce sable devient grossier et passe à un gravier dont le grain augmente successivement à mesure qu'on se rapproche de la chaîne des Pyrénées. En même temps, son carbonate de chaux diminue ; d'abord, il se réduit à quelques centièmes, puis à des traces et il finit par disparaître complètement.

Comme le dépôt littoral au Sud de la Nouvelle est à grain grossier, sa composition minéralogique se distingue plus facilement. C'est un gravier à fragments anguleux atteignant quelques millimètres ; il est multicolore, généralement grisâtre tacheté de noir et de rose. C'est le quartz hyalin qui le constitue essentiellement ; mais il contient aussi de l'orthose blanc-lamelleux, du quartzite avec mica nacré en paillettes microscopiques, du micaschiste avec mica vert noirâtre, du schiste micacé, grisâtre violâtre ou noir passant au schiste argileux, de l'ophite en grains roulés ayant une couleur noire ou gris verdâtre, des débris de roches granitiques et des schistes cristallins, de la serpentine, du grès grisâtre, des micas, du grenat brun ou rouge, du fer oxydulé. Le calcaire gris compacte se montre quelquefois en petits grains et il y a aussi des débris de coquilles. Comme le gravier de ce dépôt littoral est essentiellement formé de quartz mélangé de feldspath, il convient de lui donner le nom d'arkose.

Du reste, les différents minéraux qui viennent d'être énumérés ne se rencontrent pas invariablement dans le gravier au Sud du port de la Nouvelle ; l'ophite en particulier a été spécialement observée sur la plage bordant l'étang de Leucate, et ce résultat est bien d'accord avec la Carte géologique de France, qui nous montre l'ophite pénétrant dans le terrain crétacé près de cet étang.

Le dépôt littoral du département de l'Aude contient généralement du carbonate de chaux et il est facile de s'en rendre compte, car le terrain crétacé dresse ses collines jusqu'à une petite distance de la côte ; nous allons voir toutefois que les débris calcaires disparaissent et que les têts de mollusques deviennent eux-mêmes très-rares à mesure qu'on se rapproche des massifs granitiques des Pyrénées.

PYRÉNÉES-ORIENTALES. — En côtoyant la plage du département

des Pyrénées-Orientales, on trouve toujours une sorte d'arkose graveleuse ; c'est un gravier anguleux essentiellement formé de quartz avec orthose, micas, débris de micaschiste et de roches granitiques. Son grain devient beaucoup plus gros entre Collioure et la frontière d'Espagne, vers la rencontre de la chaîne des Pyrénées avec la mer. Les débris de mollusques y sont rares et souvent même font complètement défaut. Les essais de quelques échantillons qui produisaient de l'effervescence m'ont donné seulement des traces de carbonate de chaux, au plus quelques millièmes. Quant au résidu de l'attaque par l'acide chlorhydrique, il est environ de 95 pour le gravier dont le grain est le plus petit.

Voici les résultats de triages opérés sur deux échantillons :

- I. En regard de Saint-Cyprien et sur la gauche de la rivière le Tech.
 II. Au fond de l'anse de Perefite et au pied du massif granitique des Pyrénées.

I. *St-Cyprien.*

Quartz hyalin en grains anguleux	27,8
Schiste micacé quartzeux, vert grisâtre ou noirâtre, en plaquettes arrondies	40,2
Orthose blanc et quartz en grains anguleux résultant de la trituration de roches granitiques	32,0
	<hr/>
	100,0

II. *Anse Perefite.*

Quartz hyalin en grains qui sont pour la plupart anguleux	31,1
Id. gris ou noir, en grains arrondis	44,4
Micaschiste gris avec paillettes microscopiques de séricite, en grains roulés	8,3
Schiste micacé, quartzeux, gris, verdâtre, argenté, en plaquettes arrondies	1,7
Schiste feldspathique et micacé, gris verdâtre id.	3,7
Gneiss blanc grisâtre, en grains arrondis	8,2
Débris d'une bivalve et de serpule	0,6
	<hr/>
	100,0

Les substances minérales du gravier qui se dépose sur le littoral des Pyrénées-Orientales sont le quartz hyalin ou opaque, gris, blanc ou enfumé, quelquefois verdâtre, jaunâtre ou rose, l'orthose blanc lamelleux et rougeâtre, le mica vert et les divers micas des granites

ou des schistes cristallins, le micaschiste en plaquettes arrondies et surtout le schiste micacé, gris verdâtre, des traces de grenat et de fer oxydulé, accidentellement de l'épidote, de l'hornblende.

Ce dépôt littoral des Pyrénées-Orientales provient visiblement de la destruction de roches granitiques et de schistes cristallins. En jetant un coup d'œil sur la Carte géologique de France, il nous est facile d'en retrouver l'origine, car ces roches constituent une grande partie du bassin naturel et si bien séparé auquel correspondait anciennement le Roussillon. Plusieurs rivières le traversent et les plus importantes sont l'Agly, la Tet, le Tech ; elles descendent de montagnes ayant une très-forte pente et par suite elles sont torrentielles ; elles entraînent les roches granitiques et de transition qui constituent la partie la plus élevée de ces montagnes ; elles tendent même à combler plus ou moins le bassin du Roussillon, non seulement au-dessus, mais même au-dessous du niveau de la mer.

En définitive, le dépôt littoral résulte des débris charriés par les rivières du Roussillon qui ont ensuite été mélangés et remaniés par la mer. S'il est formé par un gravier généralement anguleux, cela tient à ce que ses débris ont été transportés à une petite distance ; on conçoit d'ailleurs que son grain doive surtout devenir très-gros sur les flancs abruptes des Pyrénées et à partir du promontoire granitique qui s'avance dans la mer à hauteur de Collioure.

Dans le dépôt littoral, qui s'étend au pied du massif granitique des Pyrénées, la proportion du feldspath reste faible relativement à celle du quartz, et nous avons vu qu'il en est de même autour des montagnes granitiques des Maures : ce résultat mérite d'être signalé, parce qu'il montre bien avec quelle facilité le feldspath est détruit dans un dépôt littoral, lors même que ce dernier se forme sur place aux dépens de roches contenant beaucoup de feldspath comme les roches granitiques et dans une mer peu agitée comme une mer intérieure.

CHAPITRE XI

Océan.

Étudions maintenant la composition minéralogique du dépôt littoral sur les côtes de France qui sont baignées par l'Océan. Comme nous l'avons déjà fait remarquer, il faut alors tenir compte de la complication résultant de l'existence des marées ; car le dépôt littoral présente généralement des caractères différents au niveau de la marée haute et de la marée basse. En le décrivant, il deviendra donc nécessaire de préciser le niveau auquel il s'est formé. D'un autre côté, le dépôt de marée haute contenant des débris qui ont des dimensions plus grandes, sa composition minéralogique sera plus facile à reconnaître, et il conviendra de l'examiner d'abord. Quant au dépôt de marée basse, il provient en grande partie de la trituration du premier ; comme ses débris ont été plus remaniés par les vagues, ils sont quelquefois réduits en parcelles microscopiques et tout à fait indiscernables, mais sa composition pourra se déduire aisément de celle du dépôt qui est au niveau de la marée haute.

De même que pour la Méditerranée, nous chercherons à comparer le dépôt littoral de l'Océan, d'une part avec les roches du rivage et d'autre part avec celles qui sont charriées par les cours d'eau traversant le bassin hydrographique auquel il appartient. Notre guide, dans ce travail, sera toujours la Carte géologique de France de MM. Elie de Beaumont et Dufrénoy.

Partant du golfe de Gascogne, nous remonterons le long des Landes, de la Saintonge et de la Vendée ; puis contournant les presqu'îles de la Bretagne et du Cotentin, nous suivrons les côtes de la Normandie, du Pas-de-Calais, de la Belgique et de la Hollande.

Sans pénétrer dans les rivières, dans les fleuves, ou dans les étangs d'eau saumâtre, nous nous occuperons seulement du dépôt littoral qui borde immédiatement le rivage maritime.

GOLFE DE GASCOGNE. — Le golfe de Gascogne est limité, vers le Sud, par les Pyrénées, qui présentent une constitution toute différente de celle qu'offre la même chaîne à sa rencontre avec la Méditerranée. Au lieu d'être granitiques comme dans les Pyrénées-Orientales, les roches qui bordent le rivage sont exclusivement calcaires et appartiennent surtout au terrain crétacé. Se prolongeant au loin du côté de l'Espagne, elles s'étendent en France depuis la frontière jusqu'au delà de Biarritz. Tout le Sud du golfe de Gascogne est donc bordé par des roches qui sont éminemment calcaires et, par conséquent, nous pourrions apprécier de suite quelle est leur influence sur la composition du dépôt littoral dans l'Océan.

SAINT-JEAN-DE-LUZ. — Près de Saint-Jean-de-Luz, aux bains de mer de Ciboure, le dépôt littoral au niveau de la marée haute est un gravier fin de couleur gris brunâtre. Son triage peut se faire assez facilement et m'a donné :

Ciboure (Haute mer).

Silex gris, brun ou blanc en fragments très-anguleux	92,9
Quartz hyalin, blanc ou jaunâtre, en grains	4,6
Calcaire compacté gris brunâtre ou blanchâtre, en grains bien arrondis	2,0
Coquilles brisées	0,5
	100,0

A Fontarabie, qui se trouve à l'Ouest à la frontière d'Espagne, le dépôt devient plus fin, ce qui doit tenir à ce qu'il se forme dans une rade bien protégée. A marée haute, c'est un sable gris jaunâtre formé de quartz hyalin, de silex gris brunâtre en petites esquilles et de débris de mollusques ; il contient en outre quelques plaquettes de schiste micacé gaufré, vert noirâtre, et le barreau aimanté y indique un peu de fer oxydulé. Son carbonate de chaux est environ de 15 pour 100.

A Saint-Jean-de-Luz, le dépôt de marée basse est un sable fin renfermant les éléments qui viennent d'être cités, mais dans lequel le carbonate de chaux peut s'élever à 23 pour 100. Il contient aussi quelques grains microscopiques d'une lydienne ou d'un quartzite ayant une belle couleur noire dont nous verrons la quantité et le

volume s'augmenter à mesure que nous nous rapprocherons de l'embouchure de l'Adour.

Au fort de Soccoa, à 3 kilomètres de Saint-Jean-de-Luz, le dépôt est graveleux, même à marée basse ; indépendamment du silex, du quartz et des grains roulés de calcaire compacte, il contient beaucoup de débris de mollusques, en sorte que son carbonate de chaux s'élève à 36 pour 100.

Ainsi, le dépôt littoral qui se forme au sud du golfe de Gascogne, à larencontre des Pyrénées avec l'Océan, renferme une grande proportion de débris visiblement arrachés aux rochers crétacés qui bordent le rivage. Il faut d'abord mentionner le silex qui, à cause de sa dureté, doit nécessairement résister le mieux. Quoique le calcaire soit compacte, dur et très-abondant, il est rapidement usé et détruit, car la mer vient déferler avec une grande violence dans le fond du golfe de Gascogne ; lorsqu'il a pu lui résister, il est en grains toujours arrondis, tandis que le silex est anguleux et souvent même présente des esquilles à bords tranchants et très-minces. Dans le dépôt littoral du pied des Pyrénées, on trouve en outre du quartz hyalin, du schiste micacé, du quartzite noir, du grès, de la limonite, du fer oxydulé. La présence de ces diverses substances minérales est facile à expliquer, car la Carte géologique fait voir que les cours d'eau se déversant dans les rades de Fontarabie et de Saint-Jean-de-Luz coulent sur le terrain de transition, sur le grès triasique et en outre sur les roches granitiques des Basses-Pyrénées.

BIARRITZ. — Sur la plage qui s'étend au nord de Biarritz, le dépôt littoral est un sable blanc jaunâtre tacheté de noir. Au niveau de la haute mer, son grain devient plus gros et il est remplacé par du gravier dont on peut reconnaître plus facilement la composition minéralogique. On constate qu'au voisinage de l'établissement des Bains, il est essentiellement formé de quartz hyalin ; il contient aussi du quartzite noir, du quartz jaunâtre un peu caverneux, et plus accidentellement du quartz gris carié, du grès blanchâtre, grisâtre ou verdâtre, du grès marneux, du calcaire grisâtre, de la limonite brune, du grenat, du mica argenté. Le quartzite est quelquefois tra-

versé par des veines blanches de quartz hyalin. Il y a en outre quelques coquilles brisées qui fournissent la plus grande partie du carbonate de chaux contenu dans le dépôt. Tous les grains sont d'ailleurs bien arrondis, par suite de l'usure que leur fait sans cesse éprouver le mouvement des vagues dans le golfe de Gascogne.

La teneur en carbonate de chaux est faible et ne dépasse guère quelques centièmes : ce résultat confirme celui que nous venons d'obtenir à Saint-Jean-de-Luz ; il est très-remarquable et mérite de fixer notre attention. Car, dans la Méditerranée, au pied de falaises calcaires, le dépôt littoral se montre toujours riche en carbonate de chaux ; tandis que dans l'Océan nous voyons qu'il n'en est plus de même. Cette différence doit visiblement être attribuée à la facilité avec laquelle le calcaire s'use et se détruit lorsqu'il est roulé par les marées de l'Océan, et l'on conçoit qu'il ne puisse résister à une mer aussi agitée que celle du golfe de Gascogne.

D'après M. Matheron, les falaises de Biarritz se composent dans le bas de couches calcaires grises, plus ou moins marneuses, et dans le haut de couches nummulitiques avec grès argileux. Au-dessus vient un dépôt comprenant trois assises : 1° un amas de cailloux non agglutinés et plus ou moins mêlés de sable qui appartiennent à un grès blanchâtre ; 2° du sable ferrugineux jaunâtre ; 3° des couches bitumineuses ayant quelquefois l'aspect de la tourbe. Plusieurs de ces roches se retrouvent bien dans le dépôt littoral de Biarritz ; toutefois, ce dernier est essentiellement formé de quartz hyalin. Le quartzite noir ou lydienne qu'il renferme indique du reste que ses débris ont été en partie arrachés aux crêtes voisines des Pyrénées.

EMBOUCHURE DE L'ADOUR. — Le cap Saint-Martin, sur lequel s'élève le phare de Biarritz, termine les falaises qui bordent vers le Sud le golfe de Gascogne. Lorsqu'on s'avance vers le Nord, on rencontre, à partir de ce cap, une vaste plage de sable ; mais tant qu'on reste au pied des Pyrénées, il y a sur certains points du gravier ou même des galets qui peuvent être très-gros ; c'est particulièrement ce qu'on observe à droite et à gauche de l'embouchure de l'Adour.

Au niveau de la haute mer, le dépôt littoral est habituellement un

gravier quartzeux à gros grains. Ses galets, très-bien arrondis, sont plats et atteignent plusieurs centimètres de longueur et souvent des dimensions beaucoup plus grandes.

Au niveau de la basse mer, le dépôt littoral est un sable quartzeux, gris jaunâtre, tacheté de vert noirâtre ; ce sable est tantôt fin, tantôt grossier, et quelques-uns de ses grains peuvent dépasser 1 centimètre.

Voici les résultats du triage opéré sur deux échantillons appartenant au dépôt littoral de la rive gauche de l'Adour :

I. Gravier atteignant plusieurs centimètres, pris au niveau de la haute mer.

II. Sable graveleux, en grains de quelques millimètres, pris au niveau de la basse mer et à 200 mètres à gauche de l'embouchure de l'Adour.

	I.	II.
	<i>Haute mer.</i>	<i>Basse mer.</i>
Quartz hyalin, gris, blanc et translucide ou opalin.	18,6	78,0
Quartz brun jaunâtre, opaque, caverneux.	13,9	8,5
Quartz en galets de diverses couleurs.	62,0	8,5
Quartzite noir.	5,5	3,6
Coquilles brisées.	•	1,4
	<hr/>	<hr/>
	100,0	100,0

Le dépôt littoral de l'embouchure de l'Adour présente à peu près la même composition minéralogique que celui de Biarritz. Il est toujours formé presque exclusivement de quartz hyalin ou diversement coloré qui est accompagné de quartzite noir. Les galets calcaires y font défaut, ce qui s'explique facilement, puisque la plage de Bayonne n'est pas bordée par des falaises nummulitiques ; du reste, tout calcaire devait être promptement détruit par le frottement des gros cailloux quartzeux renfermés dans ce dépôt littoral. Parmi ses substances minérales, on peut citer encore le grenat, le mica vert et l'ophite. Quelques foraminifères ont aussi été observés outre les débris de mollusques.

Si l'on compare la composition minéralogique du dépôt sur la plage de Bayonne à haute et à basse mer, on peut signaler quelques différences. En effet, le dépôt de basse mer renferme du calcaire ; il contient beaucoup plus de quartz hyalin et, par suite, beaucoup moins de quartz coloré ainsi que de lydienne ou quartzite noir. Ces

différences, comme nous aurons souvent l'occasion de le constater, ne sont pas accidentelles : dans le cas présent, elles tiennent à ce que le quartz hyalin est notablement plus dur que le quartzite et que les autres variétés de silice avec lesquelles il est mélangé dans le dépôt ; or, comme les parcelles les plus ténues proviennent surtout de l'usure des roches les plus tendres et sont entraînées au large à mesure qu'elles se produisent, la proportion du quartz doit nécessairement augmenter lorsque le grain diminue.

L'embouchure de l'Adour se trouvait autrefois au vieux Boucau, à plus de 30 kilomètres au Nord, et l'embouchure actuelle fut ouverte artificiellement à travers les dunes, en 1579, par l'ingénieur Louis de Foix.

Lors des phénomènes diluviens, des cours d'eau torrentiels descendant des cimes des Pyrénées, devaient charrier un terrain de transport très-puissant et l'entraîner jusqu'à l'Océan. Les débris de ce terrain de transport ont ensuite été remaniés par l'Océan et sont plus ou moins mélangés aux sables qu'il dépose maintenant sur le rivage ; c'est surtout bien visible pour le dépôt à gros galets qui se trouve au niveau de la haute mer. L'un des principaux affluents de l'Adour, la Nive, qui débouche à Bayonne, comprend en effet dans son bassin hydrographique des roches granitiques et de transition ainsi que des ophites ; la présence du quartz, de la lydienne et de l'ophite s'explique donc tout naturellement dans le dépôt littoral qui se forme au pied des Pyrénées.

Il résulte des observations de M. l'ingénieur Dagueneu que, sous l'impulsion des lames venant les frapper obliquement, les sables de la côte des Landes se déplacent et marchent du Nord vers le Sud. Traversant l'embouchure de l'Adour, ils vont s'accumuler vers la Chambre-d'Amour, sous la protection du cap Saint-Martin, qui est perpendiculaire à la direction de leur mouvement et qui tend par suite à l'entraver. On constate même, qu'en se déposant à la Chambre-d'Amour, les sables donnent lieu à un accroissement très-sensible du rivage.

LANDES. — Entre les embouchures de l'Adour et de la Gironde,

la mer a façonné son rivage suivant une ligne presque droite qui se dirige vers le Nord un peu Est. Sur une longueur de 240 kilomètres, ce rivage est bordé de dunes de sable derrière lesquelles il y a de nombreux étangs. Le dépôt littoral y présente des caractères qui sont remarquablement constants. A marée haute, il est à peu près le même qu'à marée basse ; du reste, cette particularité n'est pas spéciale au golfe de Gascogne, elle se retrouve aussi dans le Nord-Est de la France, en Belgique, en Hollande, c'est-à-dire partout où il existe une côte plate, sablonneuse, baignée par une mer peu profonde.

D'après une collection d'échantillons mise à ma disposition par M. V. Raulin, voici les caractères minéralogiques offerts par le dépôt littoral des Landes : c'est un sable quartzueux ayant un grain régulier et une couleur blanche légèrement jaunâtre. Le quartz hyalin en constitue de beaucoup la plus grande partie ; cependant on y observe aussi du quartz jaunâtre et rougeâtre, du quartz brun, opaque, légèrement caverneux, du quartzite (lydienne) noir ou vert noirâtre, plus accidentellement du schiste siliceux gris ou verdâtre, du grenat rouge transparent, du mica, du fer oxydulé. Le carbonate de chaux de ce sable provient uniquement de mollusques vivant sur la côte ; quelquefois il manque entièrement, comme sur la plage du Flaman, au Nord-Ouest de Hourtin ; généralement, il est inférieur à 1 centième. C'est seulement par exception qu'il y en a un peu plus, comme vers l'étang de Saint-Julien et près de l'entrée du Bassin d'Arcachon. Enfin, parmi les débris qui se rencontrent sur le littoral des Landes, il faut encore citer l'*alios* qui est un grès quartzueux, brun noirâtre, cimenté par des matières organiques et qui forme une couche à quelques décimètres au-dessous du sol des Landes. M. Raulin signale également une vase endurcie qui est une argilite vert grisâtre, coquillière, contenant du quartz et du mica ; elle appartient aussi au sous-sol des Landes.

Le sable du dépôt littoral des Landes présente d'ailleurs un grain moyen et bien égal. Quelquefois ce grain mesure 2 à 3 millimètres comme à Mimizan et à Carcans. Sur certains points, il atteint même plusieurs centimètres, et alors le dépôt littoral passe à un sable

graveleux et caillouteux ; c'est ce qui s'observe, par exemple, à l'endroit où les eaux provenant des étangs situés derrière les dunes débouchent dans la mer et notamment au bout du chenal de l'étang de Saint-Julien. Il en est de même aussi à l'embouchure de la Garonne. On comprend, du reste, que les dimensions des débris doivent augmenter dans le voisinage des cours d'eau.

A l'extrémité Nord des Landes et à l'embouchure même de la Gironde, se trouve un rocher calcaire sous-marin qui supporte la tour de Cordouan ; il s'y dépose un gravier dont le triage peut être fait facilement et m'a donné :

	<i>Ilot de Cordouan.</i>
Quartz hyalin, blanc ou jaunâtre.	90,7
Id. brun jaunâtre, opaque, quelquefois un peu caverneux	2,3
Quartzite noir et ophite.	0,2
Calcaire blanc crétacé.	3,2
Coquilles brisées.	3,8
	<hr/> 99,9

Ce gravier quartzeux de l'embouchure de la Gironde est à peu près composé des mêmes éléments que celui de l'embouchure de l'Adour ; il contient notamment, comme ce dernier, du quartz brun jaunâtre et du quartzite noir (lydienne), qui proviennent des Pyrénées ; la proportion de ces deux minéraux y a seulement diminué, ce qui s'explique très-bien, puisque, étant transportés à une plus grande distance des Pyrénées, ils ont dû s'user davantage par le frottement.

— Les Landes de la Gascogne correspondent à une région naturelle qui est spécialement caractérisée par du sable quartzeux ayant un grain moyen et des arêtes encore vives comme celui du littoral. Ce sable appartient au terrain pliocène qu'il constitue presque entièrement ; il renferme seulement quelques couches d'argilite, et un peu au-dessous du sol, des infiltrations de matières organiques l'ont changé sur une petite épaisseur en un grès brun noirâtre qui est l'alias. Quant à sa puissance, elle est considérable, puisqu'elle peut dépasser 80 mètres (1). La région des Landes est du reste limitée par

(1) *De la recherche des eaux jaillissantes dans les Landes de Gascogne*, par M. Eugène Jacquot. Bordeaux, 1863.

le sable qui lui emprunte son nom ; sa forme est celle d'un plateau très-légèrement incliné vers les bords et qui a été comparé à la carapace d'une tortue. Comme l'apprennent les travaux des Ingénieurs Hydrographes, ce plateau se continue sous la mer en conservant une pente très-douce.

La mer dégrade sans cesse la côte des Landes sur laquelle elle exerce des empiètements qu'il est facile de constater. Ces empiètements paraissent surtout avoir été considérables dans la partie Nord des Landes, notamment en regard de Soulac, de Hourtin, de Sainte-Hélène, de Lège, où l'on trouve des traces d'habitations abandonnées. Les villages de Lislan, de Lelos, d'Anchise, ont aujourd'hui complètement disparu et leur emplacement est même inconnu. Comme les dunes sont en marche vers l'Est et qu'elles s'avancent en poussant devant elles les étangs auxquels elles donnent naissance, les ruines d'habitations peuvent aussi leur être attribuées ; mais la marche progressive des dunes tient encore à ce que la mer a détruit successivement le rivage sur lequel elles reposaient. Bien que des plantations tendent maintenant à fixer les dunes, la mer continue sans relâche ses dégradations et ses empiètements sur la côte. Brémontier estime même que, près de Hourtin, elle n'a pas conquis moins de 2 mètres par année ; et même le fort Cantin, construit en 1754, près de la Tête, à plus de 200 mètres du rivage, était entièrement enseveli sous les eaux au bout de quarante ans ; on aurait donc sur ce point la moyenne très-élevée de cinq mètres par année.

Les Landes sont bordées à l'Ouest par une côte sous-marine qui est essentiellement formée de sables et dont la pente est extrêmement faible ; tout indique donc que le sable pliocène qui constitue les Landes s'étend au loin vers l'Ouest et sous la mer. D'après cela, il serait possible d'évaluer avec assez d'exactitude les limites de l'ancien rivage et les empiètements de la mer, car il suffirait de prolonger à travers les dunes et jusqu'à sa rencontre avec la mer, la surface légèrement bombée que présente le plateau des Landes.

Les cours d'eau qui viennent se déverser sur la côte des Landes offrent tous une particularité remarquable. Si l'on examine la carte,

on constate, en effet, que près de leur embouchure, ils sont déviés d'une manière très-caractérisée vers le Sud. Quelquefois même, ils le sont tellement qu'ils deviennent presque parallèles à la côte. C'est facile à reconnaître pour les petits cours d'eau qui traversent les étangs situés derrière les dunes, notamment ceux d'Arcachon, de Mimizan, de Léon et de Saint-Julien. L'Adour lui-même se courbe brusquement dans le même sens, près de son embouchure, et cependant c'est une rivière puissante qui est soumise à un régime torrentiel à cause des nombreux affluents qu'elle reçoit des Pyrénées.

Cette déviation des cours d'eau des Landes, près de leur embouchure, est attribuée, par M. de Laroche-Poncié, à ce que sur cette côte, la lame agit presque constamment d'une manière oblique et dans la direction Ouest-Nord-Ouest. Or, les sables y sont transportés du Nord au Sud, sous l'influence des vents dominants et du contre-courant engendré par le courant de Rennel ; on conçoit donc qu'ils se déposent sur la droite des cours d'eau à la rencontre de leur embouchure et en produisant un banc qui les force à s'incliner vers le Sud.

Recherchons maintenant quelle est l'origine de cette énorme masse de sable, formant le dépôt littoral et en même temps les dunes qui bordent la côte des Landes.

D'abord ce sable, qui se transporte du Nord au Sud, ne vient pas de la partie méridionale du golfe de Gascogne, car les montagnes qui la bordent appartiennent surtout au terrain crétacé et elles sont d'ailleurs baignées par une mer profonde.

D'un autre côté, le sable de la côte des Landes ne saurait non plus venir du Nord, puisque les côtes de la Saintonge sont essentiellement calcaires ; il est donc naturel d'admettre qu'il a été fourni par les Landes elles-mêmes.

On peut d'ailleurs s'en rendre compte aisément. En effet, le plateau des Landes est sillonné par un double système de cours d'eau qui se déversent les uns dans la Garonne et les autres dans l'Océan. Parmi ces derniers, citons l'Adour, la Leyre, ainsi que les nombreux petits cours d'eau qui se rendent dans les étangs du littoral et qui sont généralement dirigés vers l'Ouest. Ces cours d'eau entraînent avec

eux le sable quartzeux qui caractérise la région des Landes et ils le transportent jusqu'à la mer. Il en est de même pour les cours d'eau du plateau des Landes qui se dirigent vers l'Est ou vers le Nord-Est ; seulement la Gironde réunit alors tous les sables apportés par d'innombrables affluents et elle les rejette dans la mer, à l'extrémité Nord des Landes.

Les petits cours d'eau du plateau des Landes coulent sur un terrain presque horizontal et ne doivent transporter que des quantités de sable peu considérables ; cette remarque s'applique surtout à ceux qui se dirigent vers l'Ouest et qui vont se déverser dans les étangs du littoral : mais il n'en est pas de même pour des fleuves tels que l'Adour ou la Garonne. Tous ces cours d'eau apportent d'ailleurs à la mer, non-seulement le sable qu'ils tiennent en suspension, mais encore celui, en proportion beaucoup plus grande, qu'ils charrient sur leur fond. De plus, comme le plateau des Landes est constitué par du sable meuble, les eaux atmosphériques le dégradent facilement et elles y produisent une sorte d'ablation.

Toutefois les empiètements continus de la mer sur la côte des Landes expliquent encore mieux l'origine du sable ; car cette côte est elle-même formée par le sable pliocène dans sa partie submergée aussi bien que dans sa partie émergée, et, par suite, les lames la désagrègent très-rapidement. Ajoutons qu'elle est baignée par une mer très-agitée et peu profonde ; qu'elle fournit un sable mouvant qui est bientôt entraîné vers le Sud par le contre-courant du Rennel et par les vents du Nord Ouest, ou bien encore rejeté sur la terre et accumulé à l'état de dune ; qu'en un mot, la côte sous-marine des Landes est sans cesse décapée et soumise à des dégradations nouvelles.

Enfin, la composition minéralogique du dépôt littoral des Landes indique bien qu'il provient du terrain pliocène qui constitue cette région. C'est, en effet, un sable essentiellement quartzeux, dans lequel on rencontre accidentellement quelques débris d'aliôs et d'argilite ayant résisté au mouvement des vagues. En outre, on y observe des grains de quartzite noir (lydienne), de micaschiste, de grenat, et leur présence s'explique très-bien par le voisinage des Pyrénées dont le pied était déjà baigné par la mer pliocène.

Les explications dans lesquelles nous venons d'entrer, montrent donc que le sable constituant le dépôt littoral des Landes provient des fleuves qui traversent cette région et surtout des dégradations rapides que la mer exerce sur une côte basse qui est aussi formée par ce même sable.

GIRONDE. — Tandis que le sable des Landes occupe la rive gauche de la Gironde, on trouve sur sa rive droite des roches qui sont éminemment calcaires et qui appartiennent surtout au terrain crétacé ; il est donc naturel que sur cette dernière rive le dépôt littoral soit entièrement différent et, en particulier, plus riche en carbonate de chaux. Ainsi, à Royan, la vase du port en contient environ 12 pour 100, et à Talmont, le dépôt littoral est une arène calcaire dans laquelle j'en ai trouvé plus de 80 pour 100. Cependant, sur la rive droite de la Gironde qui s'avance dans l'Océan, le dépôt littoral est un sable éminemment quartzeux. Il rappelle celui de la côte des Landes, bien qu'il en diffère par une proportion plus grande de carbonate de chaux. Du reste, il produit également des dunes qui atteignent même une très-grande hauteur, vers la Pointe de la Coubre et aussi dans l'île d'Oléron.

La Gironde transporte, comme nous l'avons vu, beaucoup de sables ; mais à son embouchure elle rencontre un courant marin dirigé du Nord au Sud, en sorte que ces sables tendent naturellement à se déposer sur la rive droite. C'est ce qui explique pourquoi cette rive s'avance de plus en plus dans la mer et s'allonge vers la Pointe de la Coubre. Les dépôts qui se forment à l'embouchure de la Gironde y occasionnent d'ailleurs une légère déviation vers l'Ouest ; cette déviation est dans le même sens que pour l'Adour et pour les cours d'eau de la côte des Landes, toutefois la grande puissance du fleuve empêche sans doute qu'elle soit mieux caractérisée.

CHARENTE-INFÉRIEURE. — Les îles de Ré et d'Oléron, placées en avant de l'Aunis et de la Saintonge, ont leur bord occidental qui s'aligne à peu près sur la côte de la Vendée et sur la rive droite de la Gironde. Elles peuvent être considérées comme les témoins d'un ancien ri-

vage qui a été profondément échancré par l'Océan. Derrière ces îles, s'étend une vaste côte marécageuse, dans laquelle sont découpées les rades de la Pause et des Basques. On y observe un dépôt littoral particulier qui est connu sous le nom de *terre de Bri*. Cette terre est vaseuse et de couleur grise ou verdâtre ; elle consiste en marne, souvent très-sableuse, qui contient des grains de quartz, de l'argile verte ou grise, du calcaire, des débris de mollusques et des foraminifères. Sa teneur en carbonate de chaux est assez variable et peut dépasser 10 pour 100. Il est facile d'expliquer pourquoi elle renferme du calcaire, tandis qu'il n'y en a presque pas dans les dépôts littoraux des Landes ; en effet, le grand bassin dans lequel se dépose la terre de Bri est bordé par des roches calcaires appartenant aux terrains crétacé et jurassique ; de plus, il reçoit une multitude de cours d'eau et de rivières dont les plus importantes, la Seudre, la Charente, la Sèvre, la Lay, traversent des régions calcaires et doivent nécessairement donner des alluvions avec carbonate de chaux. Quant à l'argile de la terre de Bri, elle peut provenir du lias, de l'oxfordien si développé à la Rochelle, du kimmerigdien et du vealdien, c'est-à-dire de terrains plus ou moins argileux qui viennent affleurer sur les côtes de Saintonge, soit au-dessus, soit au-dessous du niveau de la mer.

Les îles de Ré. et d'Oléron forment, à l'ouverture du golfe de la Charente, une sorte de digue naturelle contre laquelle viennent en partie se briser les vagues de la haute mer ; il en résulte que les matières fines apportées par l'Océan et par les divers cours d'eau du bassin, peuvent se déposer facilement dans le fond du golfe et qu'elles tendent même à le combler. En outre, la côte est soumise à un exhaussement séculaire ; car à Saint-Michel en Lherm on observe des bancs d'huitres complètement émergés qui sont maintenant à 20 mètres au-dessus de la mer. Dès à présent, la navigation maritime de la Charente est d'ailleurs entravée et le port de Rochefort menacé dans son avenir. L'intérêt qui s'attache à l'étude du dépôt littoral de la Charente-Inférieure est donc très-grand, mais je ne m'y arrêterai pas davantage, un travail spécial et complet devant être publié sur ce sujet par M. James Delbalat, ingénieur hydrographe.

VENDÉE. — La côte de la Vendée présente surtout des schistes cristallins et des roches granitiques, et de plus elle reçoit directement l'action des vagues ; on conçoit donc que son dépôt littoral doive être différent de celui de la côte abritée et calcaire de la Charente-Inférieure. Ce dépôt consiste essentiellement en sable quartzeux ou en gravier qui peut même être accompagné de galets ; l'argile y disparaît et les débris de mollusques y sont assez quelquefois abondants.

SABLES-D'OLONNE. — Le nom seul de Sables-d'Olonne indique déjà un dépôt littoral sableux. Ce dernier est en grande partie formé par du quartz hyalin jaunâtre en grains arrondis et assez égaux. Rarement le quartz y devient opaque, jaune ou brunâtre. Il contient d'ailleurs un peu de quartzite gris assez friable et de la lydienne ou quartzite noir. Parmi ses minéraux, je signalerai encore des paillettes de mica brun tombac et argenté, du grenat rouge, de l'hornblende, un peu de fer oxydulé. Dans les variétés à gros grains, on distingue aussi des plaquettes de micaschiste quartzeux pouvant contenir les deux micas et du grenat ; on y trouve encore du gneiss et du schiste micacé verdâtre. Ces roches, dont les angles sont peu arrondis, proviennent visiblement des terrains de micaschiste et de gneiss qui avoisinent les Sables-d'Olonne. A Talmont et à la Gachère, le dépôt littoral présente à peu près la même composition minéralogique.

Des débris de coquilles sont mélangés à ces sables qui peuvent renfermer plus de 10 pour 100 de carbonate de chaux ; leur résidu, dans l'acide chlorhydrique, dépasse généralement 80 pour 100.

Des triages opérés sur le gros sable retenu par le tamis fin m'ont donné les résultats qui suivent :

	<i>Sables-d'Olonne.</i> (Basse mer)	<i>Havre de la Gachère.</i> (Basse mer)
Sable, essentiellement formé de quartz, qui a passé à travers le tamis.	86,50	81,2
Partie restée sur le tamis.	Quartz hyalin grisâtre	0,75
	Id. opaque brun jaunâtre	3,80
	Quartzite noir (lydienne).	»
	Gneiss et quartz avec orthose.	3,95
	Micaschiste gris à mica argenté.	3,95
Coquilles brisées.	1,05	»
	100,00	100,0

SAINT-GILLES. — En remontant vers Saint-Gilles, au delà de la Gachère, le dépôt littoral change complètement d'aspect ; il cesse d'être sableux et, même au niveau de la marée basse, il est formé par du gros gravier ou par de petits galets. Comme d'habitude, la proportion du carbonate de chaux diminue à mesure que la grosseur du grain augmente, et l'essai des échantillons a montré que leur effervescence est nulle ou très-faible. La composition minéralogique du dépôt littoral change d'ailleurs complètement, car le quartz hyalin gris est accompagné de beaucoup de quartz opaque ayant une couleur jaune ou brunâtre. Certaines variétés de ce quartz sont légèrement cavernueuses ; d'autres sont très-compactes et à éclat gras. Il y a surtout du schiste micacé gris verdâtre ou rougeâtre qui est gaufré et essentiellement formé par un mica séricite doux au toucher. A la pointe de la Garenne, ce schiste devient même dominant. Ses fragments aplatis et anguleux, dont les arêtes sont à peine émoussées, ont certainement été arrachés au rivage voisin sur lequel du schiste est en effet indiqué par la Carte géologique de France.

Voici les résultats obtenus dans le triage de deux échantillons, ayant un grain très-gros et provenant de la baie de Saint-Gilles ; ils ont été passés sur un tamis dont les mailles avaient 1 centimètre de côté :

	<i>Pointe de la Garenne. (Basse mer.)</i>	<i>Pointe de Boisvinet. (Basse mer.)</i>		
Sable graveleux passé au tamis et formé des débris qui suivent parmi lesquels domine le quartz . . .	10,60	33,00		
Partie restée sur le tamis.	}	Quartz hyalin blanc, jaune ou grisâtre. . .	23,00	38,60
		Id. opaque brun, rougeâtre ou jaunâtre	15,20	25,70
		Id. silex blanchâtre	"	0,04
		Gneïss avec orthose rose et de rares lamelles de mica.	0,80	"
Partie restée sur le tamis.	}	Micaschiste gris et jaunâtre, avec quartz et mica nacré.	"	2,30
		Schiste micacé gris ou rougeâtre, composé presque entièrement de séricite.	50,38	"
		Coquilles brisées.	0,02	0,27
	<u>100,00</u>	<u>99,91</u>		

SAINT-JEAN-DES-MONTS. — Entre Saint-Gilles et la Barre-des-Monts, la côte est formée par des atterrissements. L'examen du

dépôt littoral de basse mer montre que c'est un sable fin qui consiste surtout en quartz hyalin, blanc ou jaunâtre ; il contient aussi quelques lamelles de micas ayant une couleur brun tombac, argentée et verte. Les débris de coquilles y sont très-nombreux, ce qui explique la grande proportion de carbonate de chaux qu'on y trouve ; elle s'élève à 40 pour 100 en face de Notre-Dame-des-Monts.

GOULET DE FROMANTINE. — Près du Goulet de Fromantine, le sable devient graveleux et indépendamment du quartz on y distingue du feldspath orthose en grains de couleur rose et blanche. Les débris de coquilles y sont encore abondants, mais beaucoup moins cependant que sur les parties de la côte où le sable est plus fin ; un essai a montré que leur proportion se réduit environ à 22 pour 100.

Voici, du reste, quelle est la composition de ce sable graveleux d'après un triage opéré sur le résidu provenant de l'attaque par l'acide :

	<i>Goulet de Fromantine.</i>
Quartz hyalin en grains.	68,9
Feldspath orthose rose et feldspath blanc auxquels ad- hère encore du quartz	7,3
Débris feldspathiques grisâtres	0,1
Coquilles brisées.	21,6
Perte et parties solubles dans l'acide chlohydrique . . .	2,1
	<hr/> 100,0

BRETAGNE. — La presqu'île de Bretagne est découpée par des sinuosités profondes qui permettent à la mer de remonter jusqu'à plusieurs lieues dans l'intérieur des terres. Comme le remarquent les auteurs de la Carte géologique de France (1), « ses côtes, principalement dans le Morbihan et dans la Loire-Inférieure, sont basses et sans escarpements, du moins dans toutes les parties qui ne forment pas un saillant prononcé vers l'Océan. La partie sous-marine du rivage est peu profonde et forme une pente très-douce. Le fond en est d'un sable quartzueux coquillier très-fin ; les grèves de

(1) *Explication de la carte géologique de France*, par MM. Elie de Beaumont et Dufrenoy ; tome I, page 178.

« galets et même de sable grossier sont rares et peu étendues. Les parties rentrantes sont comblées journellement par les vases déposées par la mer et les parties saillantes attaquées avec violence. » Tout concourt donc à donner plus de régularité à la courbe qui, sur ces côtes, limite le domaine de la mer.

Quant au sol de la Bretagne, il est presque entièrement composé de roches qui appartiennent aux terrains de transition, de gneiss et de granite, en sorte qu'il est caractérisé par l'absence presque complète de carbonate de chaux. Quelques lambeaux de calcaire s'y rencontrent bien et appartiennent aux terrains paléozoïques ou tertiaires, mais ils sont très-rares et se trouvent le plus généralement loin des côtes. D'après cela, il semblerait assez naturel de croire que le dépôt littoral de la Bretagne est également très-pauvre en carbonate de chaux ; il est au contraire facile de reconnaître qu'il présente à cet égard de très-grandes inégalités, et que, sur certains points, il devient même extrêmement riche.

Comme précédemment, nous trouvons que le dépôt littoral est généralement formé avec les débris des roches qui constituent le rivage voisin et avec celles qui sont comprises dans son bassin hydrographique. Plus ce bassin est étendu, plus les débris contenus dans le dépôt littoral sont variés. Les bassins hydrographiques les plus importants qui viennent déboucher sur les côtes de la Bretagne sont d'ailleurs ceux de la Vilaine, du Blavet, de l'Aune, de la Rance et surtout de la Loire.

Au niveau de la marée, le dépôt littoral se montre toujours confus, irrégulier et composé de fragments plus gros qu'au niveau de la marée basse.

Les côtes sous-marines de la Bretagne sont peuplées par une multitude de mollusques dont les débris sont sans cesse mêlés aux dépôts formés par la mer ; aussi ces dépôts sont-ils souvent très-riches en carbonate de chaux, bien que le sol de la Bretagne ne puisse leur en fournir.

Les nullipores contribuent plus spécialement à introduire du carbonate de chaux dans le dépôt littoral de la Bretagne. Ce sont des végétaux marins qui croissent en bancs très-étendus ; ils paraissent

prosperer dans les eaux vives et limpides ainsi que sur les côtes feldspathiques, car ils sont très-abondants autour de la Bretagne et des îles voisines. Bien qu'ils ne se développent pas au-dessus des plus basses marées, ils s'observent quelquefois au-dessus du niveau actuel de la mer, mais cela tient alors à ce que la côte a été émergée et a subi une élévation. Ces végétaux possèdent, de même que les polypiers, la faculté de sécréter du carbonate de chaux, qu'ils extraient des eaux de la mer. Comme l'a constaté M. Damour, ils peuvent aussi sécréter du carbonate de magnésie ; dans certaines espèces, la proportion en dépasse même 15 pour 100 (1). Ils sont connus en Bretagne sous le nom de *maërl*, tandis qu'on nomme *traëz* une sorte d'arène qui renferme beaucoup de débris de coquilles. Depuis un temps immémorial, les agriculteurs bretons exploitent ces produits pour amender leurs terres. Ils estiment surtout le *maërl*, qui est riche en carbonate de chaux. En outre, le *maërl vif*, qui est pêché à la drague dans la mer, est de beaucoup préféré au *maërl mort*, c'est-à-dire émergé depuis longtemps ; ce dernier a d'ailleurs perdu une partie de ses éléments et notamment de ses matières organiques.

Des recherches dues à MM. Besnou, Hervé Mangon, Nimier, Prod'homme, Hoslin, ont fait connaître les points très-nombreux du rivage breton sur lesquels les laisses de mer contiennent assez de carbonate de chaux pour que l'agriculture puisse l'exploiter avec avantage ; dans ce qui va suivre, nous indiquerons les principaux résultats de ces recherches et il sera facile de constater qu'autour de la Bretagne, les mollusques et les nullipores concourent d'une manière très-efficace à la formation du dépôt littoral.

La composition minéralogique du dépôt formé par la mer sur les côtes de Bretagne, est toujours en relation avec ces côteselles-mêmes et avec les bassins hydrographiques qui y déversent leurs eaux. Partout le quartz hyalin s'observe dans ce dépôt et généralement il est même le minéral le plus abondant ; il est fourni par les granites, par les quartzites et par les schistes cristallins. Le feldspath et les

(1) Note sur la composition des millépores (nullipores) : Comptes rendus de l'Académie, 17 février 1851.

micas sont très-fréquents, lorsque la côte communique avec un bassin hydrographique formé de roches granitiques. Quelquefois aussi on rencontre du grenat, de l'amphibole ou des minéraux plus accidentels. Le long des côtes granitiques de la Bretagne, le feldspath orthose devient souvent l'un des éléments essentiels du dépôt littoral qui passe alors à une espèce d'arkose.

Au contraire, le long des côtes schisteuses et vers l'embouchure de rivières qui coulent dans un bassin hydrographique schisteux, le dépôt littoral contient fréquemment de la vase. La même remarque s'applique d'ailleurs aux côtes d'Angleterre qui sont en regard de la Bretagne. Il est donc visible que cette vase provient de la destruction du schiste qui, étant très-friable, se réduit facilement en parcelles microscopiques.

Après ces indications générales sur le dépôt littoral de la Bretagne, il convient d'étudier ses caractères sur quelques points.

ILE DE NOIRMOUTIER. — L'île de Noirmoutier forme le prolongement de la côte granitique de la Vendée, de laquelle elle n'est séparée que par l'étroit goulet de Fromantine. Des récifs de rochers se dressent autour de cette île dont les bords sont fortement ensablés, surtout à l'Est, dans la baie de Bourgneuf. La côte occidentale, qui est en regard de l'Océan, reçoit au niveau de la marée basse un sable fin, gris jaunâtre, contenant du quartz hyalin et de petites paillettes de mica brun tombac ou argenté. Les coquilles y sont fort abondantes, et dans la baie du Barbâtre, qui est entourée de roches granitiques, leurs débris représentent à peu près la moitié du dépôt littoral ; à la pointe de Devin, il y en a encore 36 pour 100 et 27 dans l'anse de l'Herbaudière, au Nord de l'île.

BAIE DE BOURGNEUF. — La proportion des coquilles devient beaucoup moindre sur la côte orientale de l'île de Noirmoutier ainsi que dans la baie de Bourgneuf. Dans l'anse du Viel, par exemple, elle se réduit à 13 pour 100 et le dépôt est toujours un sable très-fin, gris jaunâtre ; mais au Sableau, à l'Est de la ville de Noirmoutier, on trouve un sable graveleux, grossier, formé de quartz hyalin avec

orthose rose ou blanc et mica argenté ; il ne contient que 7,6 pour 100 de coquilles.

Le triage fait sur le résidu insoluble dans l'acide chlorhydrique a donné pour ce sable graveleux :

	<i>Sableau.</i>
Quartz hyalin gris avec quelques grains de quartz opaque coloré.	71,4
Débris de gneiss formés de feldspath rose et blanc avec quartz hyalin et micas.	19,4
Mica blanc argenté avec quelques lamelles de mica tombac	1,0
Coquilles brisées.	7,6
Partie soluble dans l'acide.	0,9
	<hr/> 100,0

Les parties profondes de la baie reçoivent d'ailleurs un dépôt très-tenu qui est sableux ou vaseux, suivant le degré d'agitation des eaux. A la Nouvelle-Brille, derrière les rochers, c'est une argilite vert foncé graveleuse, avec grains inégaux de quartz hyalin et paillettes nombreuses de mica. Les coquilles y sont peu abondantes et je n'y ai trouvé que 7 pour 100 de carbonate de chaux. Dans le Sud de la baie, vers Beauvoir, le dépôt est un sable vaseux brunâtre avec quartz et paillettes de mica ; son carbonate de chaux atteint 22 pour 100. Vers l'Est de la baie, à la pointe de la Coupelasse, le dépôt est toujours un sable très-fin, qui est argileux et gris verdâtre ; mais il ne contient plus que 16 de carbonate de chaux. En remontant au Nord, vers Pornic, le dépôt littoral renferme une grande quantité de débris de coquilles ; aussi son carbonate de chaux s'élève-t-il à 26 pour 100, maximum trouvé pour la baie de Bourgneuf.

Sur la côte granitique de Pornic, le dépôt littoral est d'ailleurs un sable coquillier, éminemment quartzeux. Il renferme, en outre, des paillettes de mica blanc argenté et de mica vert foncé, du grenat, du feldspath, du micaschiste, de la staurotide, des traces de fer oxydulé.

Le port même de Pornic reçoit une argilite vert grisâtre marneuse dans laquelle on distingue de petites paillettes de mica ; sa proportion de carbonate de chaux est seulement de 5 pour 100, c'est-à-dire $\frac{1}{5}$ environ de celle qui est obtenue dans le sable du littoral.

Le bassin hydrographique de la baie de Bourgneuf est peu étendu, mais il est traversé par plusieurs cours d'eau ; bien que ces derniers coulent surtout sur des gneiss, la Carte géologique de France fait voir qu'ils rencontrent aussi des lambeaux calcaires appartenant au terrain crétacé ; par suite, ils peuvent introduire un peu de carbonate de chaux dans le dépôt littoral, indépendamment de celui qui est sécrété par les mollusques marins. C'est notamment ce qui doit avoir lieu pour ceux qui débouchent près de Beauvoir, au sud de la Baie. A Pornic, au contraire, il n'en est pas de même, puisque le cours d'eau qui se rend dans le port coule presque entièrement sur des gneiss.

En examinant les dépôts sableux ou graveleux de la baie de Bourgneuf, on reconnaît très-bien qu'ils proviennent en partie des roches granitiques et gneissiques qui l'entourent.

Les dépôts vaseux y sont étendus et peuvent résulter de la trituration des feldspaths ou bien encore de la destruction de roches argilenses, comme celles qui affleurent sous la baie, près de Pornic. D'un autre côté, remarquons, qu'à son embouchure, la Loire s'incline vers la baie de Bourgneuf, dans laquelle ses eaux doivent être ramenées, particulièrement lorsque se fait sentir le courant littoral qui descend vers le Sud en longeant la côte de Bretagne (1); par suite, les dépôts vaseux de la baie peuvent aussi provenir de la Loire, qui en transporte beaucoup, puisqu'elle coule sur des roches granitiques et schisteuses.

Comme la baie de Bourgneuf est moins agitée que la mer libre, ses eaux, ralenties par la rencontre du courant littoral avec la Loire, doivent de plus déposer facilement les sédiments fins qu'elles tiennent en suspension, en sorte qu'elles produisent des atterrissements dont l'accroissement est rapide.

EMBOUCHURE DE LA LOIRE : SAINT-NAZAIRE. — A l'embouchure de la Loire, le rivage est bordé par des roches granitiques, il est donc naturel qu'on en trouve les débris dans le dépôt littoral.

(1) Mairand : *Mémoire sur les dépôts littoraux observés de Nantes à Bordeaux*, 128.

Ainsi, à Saint-Nazaire, sur la rive droite, le dépôt de marée haute consiste en sable ou gravier d'un grain inégal dans lequel on distingue du quartz hyalin, des fragments anguleux qui sont feldspathiques ou pétrosiliceux, des micas blanc argenté et brun tombac.

Quant au dépôt de marée basse, c'est un sable argileux fin, vaseux, de couleur gris brunâtre qui se décolore dans l'attaque par l'acide chlorhydrique ; sa teneur en carbonate de chaux est à peu près la même que pour le sable de haute mer ; elle reste inférieure à 6 pour 100. Indépendamment du quartz hyalin, ce dépôt renferme du silex, de la lydienne noire, du grenat et même quelques grains verts de péridot fournis par les roches volcaniques de l'Auvergne. Le zircon et le rubis spinelle qui s'observent le long du cours de la Loire et notamment dans l'Anjou, peuvent s'y rencontrer également ; aussi certains sables des environs de Saint Nazaire sont-ils employés par les lapidaires pour polir les agates (1). Parmi ces minéraux, le silex et surtout le péridot ne doivent pas provenir du rivage qui est granitique, par conséquent les alluvions de la Loire concourent à former le dépôt littoral sur la côte de Saint-Nazaire.

Bien qu'aucun cours d'eau ne débouche dans le port de Saint-Nazaire, les matières fines en suspension dans les eaux agitées de l'embouchure de la Loire y donnent un dépôt de vase qui est même très-abondant. Sa proportion de carbonate de chaux est environ de 3 pour 100. Il n'est possible d'entretenir économiquement le port qu'en enlevant cette vase avec des pompes ; comme elle est d'une très-grande ténuité, les pompes fonctionnent d'ailleurs sans usure pendant quelques années.

— Des expériences ont été faites par M. l'ingénieur Leforme pour comparer les quantités de sable transportées respectivement par le flot et par le jusant à l'embouchure de la Loire.

Ces expériences ont eu lieu dans la rade de Saint-Nazaire. L'appareil employé consistait en un bâti en fer qui était enveloppé d'une toile métallique à réseau serré, sauf sur la face d'entrée que

(1) Mairand, mémoire cité. — Menière : *Essai sur la minéralogie du département de Maine-et-Loire*.

l'on plaçait du côté d'où venait le courant. On le descendait au fond de la rade, puis on mesurait d'une part le sable, d'autre part les coquilles et les débris marins qu'il retenait en un temps donné. L'on a constaté ainsi que, dans la durée d'une heure, l'appareil recevait :

	<i>Sable.</i>	<i>Coquilles et débris.</i>
	Litres.	grammes.
En flot.	0,402	41
En jusant	0,451	26

On voit donc que dans la rade de Saint-Nazaire, la quantité de sable qui descend est plus grande que celle qui remonte ; c'est du reste ce qu'il était assez naturel de penser, puisque le jusant y dure environ un tiers de plus que le flot et que l'embouchure de la Loire reste libre.

Toutefois, le flot amène au contraire une quantité plus grande de coquilles et de débris marins, ce qui se comprend facilement, puisqu'il vient de la mer où les coquilles abondent.

LE CROISIC. — Au Croisic, le dépôt de marée basse est un sable graveleux, gris verdâtre, qui contient du quartz hyalin, de nombreuses paillettes de mica argenté, des fragments peu roulés de schiste micacé ou de granite, du grenat, de la lydienne ou du quartzite noir, compacte et schisteux, des débris de mollusques et de plantes marines.

Dans le port même du Croisic, le sable est argileux, micacé, un peu plus fin que sur la plage, mais d'un grain assez inégal. L'acide chlorhydrique l'attaque fortement. Il renferme 1,5 de carbonate de chaux ; c'est à peu près moitié de ce qu'il y a dans le dépôt du rivage. Ce résultat s'explique d'ailleurs facilement, puisque le rivage étant granitique, le carbonate de chaux est formé par des coquilles et vient de la mer.

La proportion de carbonate de chaux du dépôt littoral est très-inégalement à droite et à gauche de l'embouchure de la Loire ; car, tandis qu'elle n'est guère que de 5 pour 100 au Croisic, elle peut dépasser 25 à Pornic ; elle est donc 5 fois plus grande sur le rivage de gauche que sur celui de droite.

BELLE-ILE. — Située au sud de Quiberon, Belle-Ile présente un dépôt

littoral qu'il est intéressant d'étudier ; en effet la constitution géologique de cette île est des plus simples, puisqu'elle est exclusivement formée de schistes cristallins, en sorte qu'on est bien certain que tout ce qui est calcaire dans son dépôt provient de l'Océan.

Ce dépôt littoral est généralement un sable fin, très-coquillier, dans lequel on distingue du quartz hyalin, du quartzite grenu et du micaschiste avec mica blanc, vert et surtout vert grisâtre, du schiste micacé gaufré, avec séricite qui est verdâtre, noire ou gris blanchâtre, divers micas, quelquefois des grenats et un peu de fer oxydulé.

A la pointe des Poulains, au Nord-Ouest de l'île, on recueille un sable assez remarquable qui est employé comme poudre pour l'écriture. Déposé par la mer, au moment des grandes marées et à leur niveau supérieur, ce sable est bien distinct du sable gris jaunâtre qu'il recouvre et il présente une composition minéralogique exceptionnelle. D'abord, il contient beaucoup moins de carbonate de chaux, puisqu'il n'en a guère que 10, tandis que sur le même point le dépôt de marée basse en renferme jusqu'à 70 pour 100. Mais il se distingue surtout par sa grande richesse en grenats. En faisant le triage du résidu insoluble dans l'acide qui formait les $\frac{4}{5}$ du poids primitif, j'ai trouvé :

<i>Pointe des Poulains.</i>	
Grenats bien transparents, rouges, bruns et améthystes.	89,0
Grenat noir, brunâtre, translucide.	3,0
Quartz hyalin.	6,5
Corindon saphir, bleu, transparent avec grain d'émeraude	0,8
Mica vert grisâtre.	0,3
	99,6

La présence du grenat, du corindon, de l'émeraude s'explique facilement sur la côte d'une île qui est formée de micaschiste ; le grenat ayant une grande densité, l'on conçoit d'ailleurs qu'il puisse s'accumuler à une certaine profondeur au-dessous du niveau de la mer, qui le ramène sur le rivage, seulement lorsqu'elle est très-agitée, notamment à l'époque des grandes marées.

Un autre triage a été fait sur le sable graveleux et calcaire qui se dépose à marée basse vis-à-vis le Palais. On a commencé par séparer

le sable fin qui représentait 27 pour 100, et c'est la partie restée sur le tamis qui a été soumise au triage.

<i>Le Palais.</i>	
Quartz hyalin grisâtre	16,5
Id. gris brunâtre	1,3
Schiste micacé gris verdâtre avec mica séricite	16,5
Coquilles brisées	6,8
Maërl jaune clair et grisâtre en fragments arrondis.	58,9
	100,0

Dans ce dépôt, le calcaire est presque entièrement fourni par le maërl et il y a peu de coquilles brisées ; du reste, la proportion de calcaire 65,7, qui est contenue dans la partie restée sur le tamis, est bien supérieure à la moyenne du dépôt lui-même, car pour ce dernier, j'ai trouvé seulement 45,4. La différence tient à ce que la partie fine est beaucoup moins riche en calcaire dont la proportion diminue rapidement avec le grain, par suite de l'usure opérée par le frottement du quartz.

Le calcaire est généralement en proportion considérable dans le dépôt littoral de Belle-Ile ; ainsi, sur tout le rivage qui regarde la haute mer, à la pointe des Poulains, à Port-Donnant, à Port-Herlin, à Locmaria, il s'élève à 70 pour 100. Il se réduit, au contraire, à 45 au Palais et même à 7 au Port-du-Bon-Bord, c'est-à-dire à l'Est et du côté de la terre ferme. Ce calcaire provient de divers mollusques dont les têts ont été brisés et surtout de maërl ayant une couleur jaunâtre. Il devient dominant dans le dépôt que l'île reçoit du côté de l'Océan, tandis qu'il diminue beaucoup du côté de la terre ferme où la mer est cependant peu profonde.

Belle-Ile mérite d'être citée comme exemple de la grande quantité de calcaire que la mer introduit quelquefois dans un dépôt littoral. Ce fait doit visiblement être attribué à ce que les bords sous-marins de cette île sont couverts par de nombreux mollusques, et en outre par des végétaux s'encroûtant de calcaire. On peut observer aussi que Belle Ile est peu accidentée et formée par des roches dures, en sorte que les cours d'eau qui la traversent n'entraînent avec eux qu'une faible proportion de débris.

HOEDIC ET HOUAT. — Les petites îles de Hoedic et Houat forment

entre Belle-Ile et la terre ferme le prolongement de la presqu'île granitique de Quiberon. Leur dépôt littoral est un arkose sableux ou graveleux à orthose blanchâtre ou rosé, avec très-peu de mica blanc argenté et plus rarement noir. Le triage d'un arkose graveleux, pris à Hoedic, près du port, m'a donné.

	<i>Hoedic.</i>
Quartz hyalin grisâtre en grains anguleux	42,2
Débris granitiques formés d'orthose blanchâtre nacré, de quartz grisâtre et de quelques paillettes de mica	47,8
Mica blanc argenté, avec paillettes noirâtres.	0,2
Coquilles	10,0
	100,2

La proportion de carbonate trouvée pour ces deux îles n'est guère que de 10 pour 100, elle reste bien inférieure par conséquent à celle de la côte occidentale de Belle-Ile ; tout le carbonate provient du reste de coquilles brisées.

LORIENT. — Dans la rade de Lorient, à l'embouchure du Blayet, le dépôt littoral de haute ou de basse mer, est une argilite graveleuse et micacée ayant une couleur gris verdâtre foncé. On y distingue des grains anguleux de quartz hyalin, des paillettes très-nombreuses de mica argenté, du feldspath ainsi que du gneiss. Le dépôt littoral de haute mer ne fait pas effervescence, à moins qu'il ne renferme des coquilles ; mais celui de la basse mer en contient beaucoup et j'y ai trouvé 15 pour 100 de carbonate de chaux. La lévigation de ce dernier dépôt montre d'ailleurs qu'il est mélangé de fragments anguleux de gneiss en partie kaolinisés.

BAIE DE LA FORÊT. — Dans le chenal même de la baie de la Forêt, le dépôt littoral de haute mer est un sable fin, gris jaunâtre, qui renferme du quartz hyalin, avec des paillettes de mica blanc ou verdâtre argenté ainsi que du mica vert foncé. Il fait à peine effervescence avec l'acide. A basse mer et sur le fond huïtrier, on a un sable gris verdâtre, vaseux, qui est une variété du premier, duquel il se distingue par des débris de mollusques ; toutefois sa teneur en carbonate de chaux est seulement de quelques centièmes.

A Concarneau, dans la même baie, M. Besnou a signalé un banc très-coquillier qui se trouve dans l'endroit dit de Hollande. C'est un gravier calcaire avec trochus, turritelles, murex, venus, dans lequel il y a jusqu'à 25 pour 100 de carbonate de chaux.

A la pointe de Trévignon, au Sud-Est de Concarneau, la proportion de carbonate s'élève à 35. Elle dépasse d'ailleurs 55 dans les îles Glenan, où l'on exploite un sable très-fin, blanc, coquillier, qui est très-estimé pour l'agriculture.

Aux Glenan, de même qu'à Belle-Ile, le maërl paraît trouver des conditions très-favorables à son développement.

BAIE D'AUDIÈRE. — Dans la baie d'Audièrne, le cordon littoral présente des galets de granite, de micaschiste et de quartz qui proviennent des rochers du voisinage. Comme le remarque M. Elie de Beaumont, près de Notre-Dame-de-Penhors, ces galets sont très-gros et atteignent 0^m,30 de longueur. « Mais après s'être entrechoqués pendant longtemps les uns contre les autres, ils finissent par s'amoinrir. On voit leur grosseur diminuer en suivant la levée dans la direction du Nord au Sud, ce qui montre que le transport des galets le long de la levée s'effectue dans cette direction (1). »

FINISTÈRE. — Lorsque le courant de marée arrive contre la pointe du Finistère, il se sépare en deux autres courants ; l'un redescend au Sud-Est en suivant les côtes de la Bretagne et de la Vendée, l'autre se dirige à l'Est et remonte le long de la Manche. Ces courants tendent à opérer des remblais qui sont surtout considérables dans les baies septentrionales de la Bretagne. Comme d'habitude, les dépôts du Finistère présentent des galets à la limite supérieure des marées, des sables près de l'ouverture des anses, des vases dans le fond.

Vis-à-vis Plovan, les galets appartiennent à une variété de diorite porphyrique qui ne se trouve pas en place dans le voisinage.

A Morlaix, le maërl s'exploite à la drague sur une grande échelle et jusqu'à une lieue au large du château du Taureau. On remarque

(1) Elie de Beaumont : *Leçons de géologie pratique*, I, 227.

qu'il contient des débris de coquilles qui se tiennent à distance du rivage, telles que les venus, les lucines, les cytherées (1).

Le dépôt littoral du Finistère contient une proportion de carbonate de chaux qui est très-variable. Sur certains points à Noquegou, à Quemenez, à l'île Molène, on en trouve plus de 80 pour 100; le dépôt est alors formé presque entièrement de maërl ou de coquilles dont les bancs ont été remaniés. Le carbonate de chaux est supérieur à 60 pour 100 dans l'anse de Dinant, à Minou près de Brest, à Penhat, à Saint-Nicolas, dans la rivière de Pont-Aven, à Plounéour-Trez, à Riec, dans la baie d'Audierne, à l'île de Sciec près Saint-Paul-de-Léon, au château du Taureau, à Lanmeur, à Saint-Jean-du-Doigt. Il se réduit au contraire à quelques centièmes vers l'embouchure des rivières de Landerneau et de Châteaulin dans la rade de Brest, à Benaudet, à Loctudy, à la pointe du Kerrigou dans la baie de Penpoull: enfin, on n'en trouve plus du tout à la pointe de Carentec et dans l'île de Callot, à l'embouchure de la rivière de Morlaix.

Pour l'île de Bas, qui est très-rapprochée de la côte, le carbonate de chaux est de 34 pour 100 vers le Nord et en regard de la haute mer; tandis qu'au Sud et du côté de la terre ferme, il reste inférieur à 20. Ici encore le résultat est donc le même qu'à Belle-Ile.

Sur le roc Douon qui est en pleine mer, on observe une multitude de débris de coquilles, particulièrement de moules, en sorte que le carbonate de chaux du dépôt littoral peut s'élever à 80.

Généralement, la proportion de carbonate de chaux diminue lorsqu'on remonte dans l'intérieur des terres; et il est facile de s'en rendre compte, puisqu'en Bretagne le carbonate de chaux du dépôt littoral provient de mollusques, d'invertébrés et de nullipores qui sont fournis par la mer.

CÔTES-DU-NORD — Le dépôt littoral des Côtes-du-Nord n'est pas moins riche en carbonate de chaux que celui du Finistère. L'on y exploite des sables, des sablons, des vases qui sont très-recherchés par les agriculteurs du pays; ces amendements leur sont d'autant plus

(1) E. de Fourcy : *Carte géologique du Finistère*, p. 168.

nécessaires que le sol de cette partie de la Bretagne est presque entièrement dépourvu de calcaire (1).

Sur certains points, s'étendent des bancs formés de maërl et de coquilles qui sont mélangés de sable et peuvent renfermer de 50 à 90 pour 100 de carbonate de chaux. Il y en a notamment à Plestin, Trebeurden, aux îles Saint-Quay, à Ploubazlanec, Plouezec, Plouha, Pleneuf, Loguivy, dans la baie de Bréhat, à la plage Martin dans la baie de Saint-Brieuc. Le dépôt littoral devient souvent très-riche en carbonate de chaux, surtout lorsqu'il est composé de débris grossiers de coquilles et de nullipores, qui ont été peu remaniés et qui se trouvent encore près de la place sur laquelle ils se sont développés.

Au niveau de la marée basse, le dépôt littoral des Côtes-du-Nord est essentiellement sableux, toutefois son grain peut être très-fin, particulièrement dans les baies. Il provient de la destruction des roches granitiques ou schisteuses qui forment la côte et les bassins hydrographiques qui s'y déversent. De nombreuses coquilles, des foraminifères et des nullipores sont apportés par la mer ; mais, parmi les débris fournis par les roches, le quartz hyalin reste de beaucoup le minéral le plus abondant. Lorsque la côte est granitique, comme entre les sept îles de Bréhat, près de Plouha, d'Estables, du Guildo, le dépôt littoral contient du feldspath, surtout s'il est à grain grossier ; c'est alors un arkose mélangé de fragments de coquilles.

Lorsque la côte est schisteuse ou formée par le terrain de transition, comme à Plestin, Paimpol, Plouzec, Pordic, Erquy, le dépôt littoral renferme des débris de schiste. Dans les anses et dans les baies, il devient vaseux et marneux par suite du mélange des parcelles microscopiques résultant de la trituration du schiste avec le carbonate de chaux fourni par les coquilles marines. C'est également ce qu'on constate dans les baies ouvertes sur une côte granitique, mais qui reçoivent des cours d'eau traversant une région schisteuse ; telle est, par exemple, la baie de la Rance près de Saint-Malo.

Comme le calcaire fait à peu près défaut dans le département des

(1) Rapport fait à M. le Préfet des Côtes-du-Nord par MM. Nimier et Prod'homme. Saint-Brieuc, 1854.

Côtes-du-Nord, il est d'ailleurs visible que le carbonate de chaux du dépôt littoral est fourni par la mer qui, dans cette partie de la France, est peuplée par une multitude de mollusques et de foraminifères; leurs débris sont rejetés vers le rivage par les vents, par les vagues et aussi par la marée; des vases calcaires, ayant une origine marine, remontent même dans les rivières de la Bretagne jusqu'à une grande distance de leur embouchure.

SAINTE-MALO. — A Saint-Malo, le dépôt de marée basse est un sable gris brunâtre assez inégal, formé de quartz hyalin avec des débris de coquilles. Il contient des paillettes assez nombreuses de mica noir, brun tombac ou grisâtre, du micaschiste, du quartzite gris verdâtre, du feldspath orthose blanc et opaque. Son carbonate de chaux provient uniquement des coquilles et il en renferme 30 pour 100. D'après M. Marchal, il y en a encore plus de 20 dans la vase marneuse de l'embouchure de la Rance. Il peut paraître extraordinaire qu'il y ait autant de carbonate de chaux dans le sable de la plage de Saint-Malo, car la marée y atteignant sa hauteur maximum, les coquilles doivent s'user très-rapidement; mais il faut observer que les mollusques se renouvellent sans cesse et que la marée, par cela même qu'elle est plus puissante, peut atteindre et ramener ensuite sur le rivage ceux qui vivent à une assez grande profondeur.

BAIE DE CANCALE. — Lorsque la marée montante s'engouffre dans la baie de Cancale, elle rencontre plusieurs cours d'eau qui viennent et converger et dont les principaux sont: le Couesnon, la Sélune, la Sée. Par suite du ralentissement qu'elle éprouve, le limon et les matières qu'elle entraîne forment un dépôt grisâtre de vases et de sables fluides qui tendent à envahir cette baie. Des coquilles pilées sont abondamment mélangées à ce dépôt qui est analogue au traetz des côtes de Bretagne et qui depuis un temps immémorial s'exploite pour l'amendement des terres sous le nom de *tangue*.

A l'embouchure du Couesnon et des rivières qui se jettent dans la baie de Cancale, la quantité de tangue qui est extraite annuelle-

ment, s'élève à plus de 500,000 mètres cubes (1). Elle contient d'ailleurs de 45 à 52 pour 100 de carbonate de chaux : ce dernier n'est pas seulement à l'état de fragments coquilliers, mais il s'est aussi réduit en parcelles microscopiques qui sont associées à de l'argile et ont produit une marne.

La tanguie de la baie de Cancale et du mont Saint-Michel fournit de la chaux aux sols qui en sont dépourvus ; c'est donc sous ce rapport un engrais très-précieux, particulièrement pour la Bretagne. M. I. Pierre y a depuis longtemps signalé des chlorures, des sulfates, des phosphates qui sont également de nature à exercer de l'influence sur la végétation. D'un autre côté, elle peut encore agir par les débris granitiques qu'elle renferme. Enfin, elle contient aussi des matières organiques qui proviennent non-seulement des mollusques et des plantes marines, mais encore des rivières à l'embouchure desquelles elle se forme.

Comme l'a fait remarquer M. de Caumont, les rivières qui se déversent dans la baie de Cancale n'ont guère dans leurs bassins hydrographiques que des roches granitiques ou paléozoïques qui sont dépourvues de calcaire ; par conséquent, le carbonate de chaux contenu dans la tanguie qui se dépose à leur embouchure est essentiellement d'origine marine. Les coquilles qui peuplent les côtes sous-marines sont constamment triturées par les vagues ; leurs parcelles microscopiques sont ensuite transportées par le courant de flot qui les fait même remonter jusqu'à une grande distance dans l'intérieur des terres et elles se précipitent avec le limon argileux tenu en suspension dans les eaux de la mer ou des rivières : le dépôt de ces matières vers l'embouchure des rivières produit la tanguie que nous retrouverons du reste autour de la presqu'île du Cotentin.

ILE DE JERSEY. — Il était intéressant d'examiner le dépôt littoral de l'île de Jersey dont la constitution géologique est assez simple. Plusieurs échantillons pris à marée basse dans la baie de Saint-Hélier m'ont offert un sable très-fin, gris plus ou moins jaunâtre, formé de

(1) Mémoires de la Société d'agriculture et de Commerce de Caen, V, 585. *Études sur les engrais de mer des côtes de la Basse Normandie*, par M. I. Pierre.

quartz hyalin avec des lamelles feldspathiques roses et quelques paillettes de mica ayant généralement une couleur noirâtre. Ce sable provient visiblement de la destruction du granite qui forme la plus grande partie de la baie de Saint-Hélier ; il est d'ailleurs mélangé à des débris microscopiques de coquilles. Leur proportion a varié de 10 à 21 pour 100 ; elle paraît augmenter à mesure qu'on avance vers l'Est dans la baie de Saint-Hélier.

Un autre échantillon recueilli à la pointe orientale de l'île, près du château de Montorgueil, contenait environ 6 pour 100 de carbonate de chaux qui provenait toujours d'un mélange de coquilles. C'était d'ailleurs un sable graveleux, gris rougeâtre, avec quartz hyalin gris et quartz brunâtre, orthose rose, pétrosilex verdâtre, schiste ferrugineux rouge violacé et granite contenant du mica vert foncé. Dans ce sable, la proportion d'orthose rose s'élève à peu près au $\frac{1}{5}$ et il y a en outre du granite et divers débris feldspathiques. Ce résultat est assez remarquable ; car d'après la Carte géologique de France, le feldspath et le granite n'ont pas été fournis par la partie orientale de l'île de Jersey et, par conséquent, ils doivent venir de sa côte sous-marine ou bien de sa partie occidentale ; dans ce dernier cas, ils auraient été entraînés le long de l'île par les courants qui se précipitent au fond de la baie de Cancale.

COTENTIN. — A Granville, le dépôt de basse mer consiste en sable coquillier qui est grossier et multicolore. Le carbonate de chaux représente jusqu'aux trois quarts de son poids et il est fourni par des débris de coquilles. Le reste se compose de quartz hyalin, mélangé de quelques plaquettes de quartzite noir et gris, de schiste micacé, de schiste argileux et de schiste siliceux.

A Montmartin-sur-Mer, la marne qui se dépose à l'état vaseux dans une ramification de la baie de Régneville, renferme 45 pour 100 de carbonate de chaux (1).

Sur la plage d'Agon, le dépôt qui se forme au niveau de la marée haute est une marne grise, très-sableuse, qui contient du quartz

(1) I. Pierre, p. 425.

hyalin, des débris roulés de coquilles et de schiste. Son carbonate de chaux n'est que de 28 pour 100, mais le résidu insoluble dans l'acide se réduit à 57, parce que l'argile mélangée s'attaque fortement.

A Coutainville, il se dépose au niveau de la haute mer un sable gris jaunâtre piqueté de noir qui contient seulement 15 pour 100 de carbonate de chaux.

Dans le havre de Lessay, de même que sur toute cette côte de la Manche, le dépôt littoral s'exploite très-avantageusement comme tangué et d'après M. l. Pierre, il renferme de 29 à 52 de carbonate de chaux.

A Barneville, c'est un sable gris jaunâtre dans lequel on distingue du quartz hyalin, du schiste micacé gris verdâtre, quelques lamelles de feldspath et de mica. Son carbonate de chaux provient uniquement de coquilles et j'ai constaté qu'il reste inférieur à 30 pour 100 au niveau de la marée basse. Son triage après l'attaque par l'acide m'a donné :

	<i>Barneville</i>
Quartz hyalin, blanc grisâtre, en grains	56,5
Débris feldspathiques retenant encore du quartz.	11,7
Schiste micacé, verdâtre, avec quartz vert noirâtre	3,3
Coquilles brisées	25,2
Matières dissoutes et perte.	3,3
	<hr/> 100,0

— Au nord du Cotentin, entre les caps de la Hogue et de Barfleur, la mer devient plus profonde; en outre, les courants de flot et de jusant sont tous deux parallèles à la côte qu'ils tendent à balayer; on conçoit donc que les atterrissements doivent être très-réduits et qu'ils ne pourront se former que dans les anses.

Dans la rade de Cherbourg, le dépôt de basse mer est un sable fin ou bien de la vase. Sa couleur est gris verdâtre, gris jaunâtre, brunâtre. Indépendamment du quartz hyalin, on y distingue des fragments de roches micacées, du mica séricite, de menus débris de coquilles. La proportion de carbonate de chaux qui n'est que de 3 pour 100, dans le bassin du Commerce, dépasse 18 dans l'avant-port.

Autour de la pointe granitique de Barfleur, le dépôt est un sable qui renferme des débris de granite et beaucoup de coquilles. Dans les échantillons que j'ai essayés, la proportion de carbonate de chaux devenait supérieure à 35 pour 100.

— Si l'on passe sur la côte orientale du Cotentin en contournant la pointe de Barfleur, on voit les atterrissements se développer et acquérir une grande importance, surtout à partir de Saint-Waast-la-Hougue.

Le bassin hydrographique auquel Saint-Waast appartient, présente très-peu d'étendue ; il est formé par le terrain de transition, le granite et quelques lambeaux de miocène. Le dépôt de marée basse consiste en sable fin, gris verdâtre, dans lequel on distingue surtout du quartz hyalin et de menus débris de coquilles. Sa proportion de carbonate de chaux est de 19 au-dessus du fort de la Hougue ; elle s'élève à 36 vers l'extrémité de la jetée du port. Ce sont les coquilles qui paraissent fournir tout le carbonate de chaux. Lorsque le sable de Saint-Waast est attaqué par l'acide chlorhydrique, il dégage un peu d'hydrogène sulfuré. Indépendamment du quartz hyalin et des coquilles, on y distingue du schiste micacé vert, des micas brun tombac et blanc d'argent, du quartz coloré, des lamelles de feldspath blanc et quelques grenats.

Au large de l'île de Tatihou, le dépôt de marée basse est un sable graveleux, multicolore, contenant des débris très-nombreux de coquilles.

	<i>Île de Tatihou.</i>
Coquilles brisées et calcaire	63,0
Orthose et roches granitiques en fragments anguleux.	17,4
Quartz hyalin en grande partie anguleux.	14,3
id. pénétré de mica vert-noirâtre et schiste micacé gris argenté	0,9
Matières dissoutes dans l'acide chlorhydrique et perte.	4,4
	<hr/> 100,0

Ce sable laisse dans l'acide un résidu essentiellement formé de grains peu arrondis de quartz hyalin grisâtre avec du quartz coloré en vert, du feldspath en lamelles roses et blanches qui sont assez nombreuses, des schistes cristallins et des paillettes de mica. Son carbonate de chaux s'élève à 66 pour 100 au Nord de l'île et dépasse

la moyenne obtenue dans la baie de Cancale. Quant aux débris trouvés dans ce dépôt de l'île de Tatihou, ils proviennent visiblement du massif granitique de Barfleur ainsi que du terrain de transition qui l'avoisine.

En redescendant encore la côte orientale du Cotentin vers le Sud, la Carte géologique de France montre, qu'à partir de Valogne, les terrains calcaires y deviennent de plus en plus dominants; il est donc préférable de réunir au Calvados l'étude de ce dépôt littoral qui est à gauche de l'embouchure de la Seine.

— Les faits qui viennent d'être signalés autour du Cotentin peuvent être expliqués d'une manière simple. Car la mer poussée par les vents d'Ouest qui sont les plus habituels et par le courant de la marée montante qui se dirige vers l'Est, vient se briser contre ce promontoire qui s'oppose à son mouvement. violemment agitée, elle détruit sans cesse toutes les parties du rivage qui sont en saillie; et comme elle est peu profonde, elle peut facilement transporter leurs débris. D'un autre côté, elle tend à rejeter vers l'Est les alluvions des rivières qui se déversent dans le grand golfe compris entre la Bretagne et le Cotentin. Tout concourt donc à former de vastes atterrissements dans la baie de Cancale et sur la côte occidentale du Cotentin. Ces atterrissements se déposeront d'autant plus facilement que les baies seront plus étroites, plus allongées et qu'elles recevront un cours d'eau plus faible. Les débris qu'on y observe sont surtout le quartz provenant de la destruction des roches granitiques et de transition, les micas qui peuvent être fournis par les mêmes roches, l'argile engendrée par la trituration du schiste et par la kaolinisation des feldspaths. Le carbonate de chaux est fourni par des coquilles marines brisées, mais il est souvent associé à l'argile et à l'état de marne. C'est au fond du golfe ou dans la baie de Cancale qu'il devient le plus abondant, et il diminue lorsqu'on remonte au Nord vers le cap de la Hague. L'étendue des atterrissements formés sur cette côte paraît d'ailleurs augmenter ou diminuer avec leur proportion de calcaire.

Maintenant, la côte septentrionale du Cotentin est bordée par des falaises qui sont battues par une mer agitée et les débris qu'elle donne doivent surtout être balayés par les vagues qu'engendrent les

vents d'Ouest ; d'un autre côté, lorsque les débris sont ténus, ils peuvent aussi être entraînés par les courants de flot et de jusant dont la direction est parallèle au rivage.

Enfin, sur la côte orientale du Cotentin, il se forme des atterrissements qui sont extrêmement étendus dans les baies de Saint-Vaast et d'Isigny et qui se prolongent jusque sous la mer. Il faut sans doute l'attribuer à ce que cette côte est protégée par la presqu'île du Cotentin contre le courant de flot, à ce que les courants remontant ou descendant la Manche doivent éprouver un ralentissement lorsqu'ils arrivent dans cette partie du golfe dans lequel débouche la Seine ; en sorte que les matières se trouvant en suspension tendent alors à se déposer.

BASSE NORMANDIE.

Le vaste golfe qui s'étend de Barfleur à Etretat, peut être considéré comme l'embouchure de la Seine. Le fleuve y coule dans la direction de l'Ouest et se jette sur la rive gauche de ce golfe, en sorte que l'échancrure profonde creusée dans la côte de la Basse-Normandie paraît être le résultat de son érosion qui se serait combinée d'ailleurs avec l'action bien autrement puissante de la mer.

Comme de Valogne à Honfleur la côte qui borde le golfe formant l'embouchure de la Seine présente des calcaires appartenant aux terrains jurassique et crétacé inférieur, il sera facile d'apprécier quelle influence ces calcaires exercent sur la composition minéralogique du dépôt littoral.

BAIE DES VEYS. — A l'embouchure de la Vire, de la Taute et de la Douvè, qui se déversent dans la baie des Veys, un dépôt littoral est en voie d'accroissement rapide et tend à combler le lit de ces rivières en faisant dans la mer une saillie très-marquée. Ce dépôt est depuis longtemps exploité comme tangué pour les besoins de l'agriculture, particulièrement près d'Isigny. Des analyses complètes en ont été faites par M. I. Pierre, et elles ont montré que c'est un sable plus ou moins mélangé de coquilles marines.

La richesse en carbonate de chaux varie habituellement de 20 à 35 pour la tangué de la baie des Veys.

A la rencontre de la mer avec les rivières, comme la Taute et la Vire qui viennent déboucher au fond de cette baie, l'on comprend que les eaux douces et salées doivent éprouver un ralentissement et par suite déposer les matières qu'elles tiennent en suspension ; aussi voit-on les atterrissements former une sorte de delta sous-marin. Remarquons de plus que l'embouchure de ces rivières tend à s'incliner vers l'Est, que le dépôt est plus abondant et plus proéminent du côté de l'Ouest ; c'est donc le courant littoral descendant le long du Cotentin qui paraît surtout obstruer l'embouchure des rivières allant se jeter dans la baie des Veys.

CALVADOS. — AUX pieds des rochers jurassiques du Calvados, il se produit des galets et M. l'Ingénieur en chef Bouniceau évalue à 2500 mètres cubes le volume de ceux qui passent annuellement devant Port-en-Bessin. Sur cette plage, comme à Villerville qui est plus à l'Est, l'usure des galets par le frottement semble être aussi rapide que leur formation (1). On conçoit du reste que la nature des falaises doive nécessairement exercer la plus grande influence sur la formation des galets ; toutes choses égales, il y en aura peu, lorsque les falaises calcaires appartiendront au terrain jurassique et à la craie glauconieuse, car elles se détruisent rapidement dans la mer en donnant un résidu qui est tantôt très-faible et tantôt à l'état de sable ; au contraire, il y en aura beaucoup près des falaises de craie blanche, parce qu'elles fournissent une grande quantité de silex.

Au delà des dunes qui bordent les rochers calcaires du Calvados, le dépôt littoral de marée basse est un sable gris jaunâtre, très-coquillier, qui est toujours riche en carbonate de chaux. J'en ai trouvé 42 pour 100 à Langrune, 46 à Lion-sur-Mer, 50 à Saint-Aubin, 53 sous le phare de Ver, 62 entre le rivage et les îles Bernières. Aux bains de mer de Luc, le dépôt de marée haute en renferme jusqu'à 65 pour 100. En examinant le résidu insoluble dans l'acide qui est fourni par ce dépôt littoral, on voit qu'il est essentiellement composé de quartz hyalin ; cependant il renferme aussi quelques grains de glauconie, de l'orthose, du mica blanc argenté, du grès et

(1) Bouniceau : *Études sur la navigation des rivières à marées*, p. 48.

de menus fragments de silex noir et de calcédoine. Parmi ces débris, l'orthose, le mica et la glauconie ne s'observent pas dans les calcaires jurassiques du rivage, ni dans le bassin hydrographique de la Seule ; leur proportion est d'ailleurs très-minime ; il est probable que l'orthose et le mica viennent de la baie des Veys et la glauconie, au contraire, de la baie de Seine.

ORNE. — A l'embouchure de l'Orne, le sable déposé à marée basse est toujours riche en carbonate de chaux ; il peut en contenir jusqu'à 47 pour 100. Indépendamment des débris de coquilles, on y distingue beaucoup de quartz hyalin avec des grains de glauconie et de rares fragments de silex.

Entre Dives et l'embouchure de l'Orne, les eaux douces chargées de carbonate de chaux qui s'infiltrent à travers la côte, ont formé de distance en distance un poudingue contenant des cailloux et des coquilles encore revêtues de leurs couleurs.

TROUVILLE. — A Cabourg et à Villers, on observe un sable qui est coquillier et par suite riche en carbonate de chaux ; il se continue jusqu'à Trouville.

Sur cette dernière plage, à marée haute, le dépôt littoral est gris jaunâtre et piqueté de points verts ; il est formé de quartz hyalin avec débris de coquilles, glauconie et seulement un peu de silex en fragments microscopiques. A marée basse, son grain devient plus fin, mais il offre la même composition minéralogique. Tandis que le carbonate de chaux s'élève à 42 pour 100 dans le sable de marée haute, il peut se réduire à 30 dans celui de marée basse. Ce résultat exceptionnel doit être attribué aux falaises calcaires des environs de Trouville qui, en se dégradant, tendent nécessairement à introduire du carbonate de chaux dans le dépôt de haute mer. Il a d'ailleurs été obtenu également à Lion-sur-Mer et sur plusieurs points de la côte du Calvados.

— La Touque qui se jette dans la mer à Trouville, tend à s'ensabler vers son embouchure. Bien qu'elle ait autrefois reçu des flottes, elle n'est plus accessible maintenant qu'aux petits bâtiments des pêcheurs.

Du reste, des sables se déposent généralement à l'embouchure des rivières qui se déversent dans la baie de Seine ; et même ils les

dévient vers l'Est ; c'est surtout bien visible pour la Vire, pour l'Orne, pour la Dive, pour la Touque. Ces sables longeant le rivage, sont poussés vers l'Est par le courant de flot, par les vagues et par les vents dominants ; par suite, lorsqu'ils rencontrent l'embouchure d'une rivière, ils tendent à l'obstruer et à la dévier dans la direction suivant laquelle ils cheminent.

Le déplacement de l'embouchure des rivières a déjà été signalé sur la côte des Landes où il est d'autant mieux marqué que le rivage y est lui-même très-facile à désagrèger et qu'il fournit beaucoup de sable meuble.

HONFLEUR. — En pénétrant plus avant dans la baie de la Seine, les eaux sont moins agitées et le fond de la mer est en partie formé par l'argile de Kimmeridge qui s'observe près de Honfleur. Le dépôt littoral prend alors un grain plus fin ; il devient même vaseux, plastique et se mélange fortement de marne.

Le sable fin de Honfleur contient du quartz hyalin, des débris de coquilles et de la glauconie avec un peu de silex. On s'explique très-bien pourquoi la glauconie y est abondante, comme dans tout le dépôt littoral à partir de Trouville, puisque la craie glauconieuse affleure le long de cette côte, particulièrement près de Honfleur. La proportion de carbonate de chaux dans le sable vaseux de l'embouchure de la Seine se réduit environ à 30 pour 100 ; elle est donc beaucoup moindre que dans le sable de la côte du Calvados.

La vase se dépose avec abondance dans le port de Honfleur et M. l'Ingénieur en chef Renaud n'évalue pas à moins de 0^m,027 l'épaisseur du dépôt qui est apporté par chaque marée ; pour s'en débarrasser, on est obligé de l'enlever directement. On a également recours à des chasses que l'on produit en laissant écouler subitement, pendant le jusant, de grandes masses d'eau qui sont accumulées dans des bassins.

EMBOUCHURE DE LA SEINE. — Comme les autres rivières se déversant dans la large baie qui la reçoit, la Seine elle-même tend à s'engorger par des atterrissements. Il s'y forme d'abord des bancs de

sable mouvant qui varient avec la prédominance des eaux salées sur les eaux douces et surtout avec la direction des vents ou des courants. Près de Honfleur, par exemple, ces bancs sont vaseux, très-mobiles et la côte sous-marine qui est basse subit sans cesse des modifications.

L'histoire nous apprend d'ailleurs combien les atterrissements ont été rapides à l'embouchure de la Seine (1).

En effet, Lillebonne était autrefois la capitale des Calètes, puis la Juliobona de César et la station principale des flottes romaines dans la Manche. Au xi^e siècle, elle avait encore une grande importance; tandis que maintenant les vestiges de l'établissement naval des anciens sont ensevelis sous les envasements de la mer et sous les terres amoncelées par les cours d'eau qui se réunissent dans la ville.

Harfleur, était sous le règne de Charles V, notre principal port de guerre et de commerce, l'arsenal de la marine et la clef du royaume. Mais, sous François I^{er}, il devenait absolument indispensable de le remplacer par un établissement nouveau, et c'est alors que fut créé le Havre-de-Grâce. Actuellement, le port d'Harfleur a disparu et des troupeaux paissent sur son emplacement.

Nous remarquerons que sur les côtes de l'Écosse, à l'embouchure du Solway, du Forth, de la Clyde, plusieurs stations maritimes qui remontent au temps des Romains ont également été abandonnées. Ce résultat doit être attribué à un soulèvement lent de l'Écosse; car aux environs d'Edimbourg, des coquilles marines de l'époque actuelle marquent le niveau d'une ancienne plage qui se trouve maintenant à plus de 7 mètres au-dessus de la mer (2).

Mais jusqu'à présent aucun soulèvement n'a été signalé depuis les temps historiques vers l'embouchure de la Seine; il faut donc admettre que les établissements maritimes qui s'y trouvaient ont été comblés peu à peu par des atterrissements.

Une période de quelques siècles a suffi: le port maritime de la Seine était à Lillebonne, au temps de César, et à Harfleur au moyen

(1) J.-J. Baude : *Études sur les côtes de France* ; 1859-1861.

(2) Sir Charles Lyell : *L'ancienneté de l'homme prouvée par la géologie*. Traduction française, 1863 ; p. 48.

âge ; de nos jours, il a été reporté au Havre, c'est-à-dire à une distance de 30 kilomètres et jusqu'à la mer.

— Pour faire apprécier la rapidité avec laquelle les atterrissements peuvent s'opérer vers l'embouchure de la Seine, il suffit de signaler les résultats remarquables qui ont été obtenus par la construction de digues longitudinales ou parallèles au cours du fleuve. Ces digues sont submersibles et l'on se contente d'abord de les élever jusqu'au niveau des pleines mers de mortes eaux, en sorte que la marée montante peut déposer derrière elles le sable et le limon qu'elle entraîne. On les élève ensuite progressivement au-dessus du niveau des pleines mers de mortes eaux, lorsque les alluvions l'ont atteint. D'après des renseignements qui nous ont été communiqués par M. l'Ingénieur en chef Beaulieu, lorsque les digues longitudinales furent exécutées entre Villequier et Quillebœuf, le dépôt sableux qui se forma dans l'espace de deux années, cubait environ 26 millions de mètres. Comme la surface enveloppée par les digues était de 1300 hectares, l'épaisseur moyenne du dépôt s'est donc élevée dans l'origine à 1 mètre par année. Du reste, ce dépôt va en diminuant très-rapidement, à mesure que le fond protégé par les digues monte jusqu'au niveau des marées de vives eaux ; au bout de quelques années, il devient même insensible ; on le met alors à l'abri de la submersion des marées, au moyen de digues en terre, et on le livre à la culture.

Quant au dépôt, il consiste essentiellement en sables vaseux qui proviennent de la baie de Seine et qui sont amenés par les eaux troubles de la marée montante ; comme la marée descendante ne peut les reprendre derrière les digues pour les ramener vers l'embouchure, ils sont fixés sans retour, tandis qu'avant ils engendraient sur le parcours des bâtiments des bancs variables de forme et de position. On a de plus cet avantage que le lit de la Seine tend, comme l'expérience le constate, à s'approfondir dans le chenal limité par les digues (1).

(1) Procès-verbaux et autres documents de l'enquête ouverte en septembre 1850 dans les départements de la Seine-Inférieure et de l'Eure sur deux projets tendant à compléter l'endiguement de la Seine maritime depuis la Mailleraye jusqu'à Tancarville.

Bien que les eaux troubles de la marée montante apportent une énorme quantité de sables vaseux, ces derniers ne restent pas entre les digues ; ils sont bientôt entraînés vers l'embouchure du fleuve, par la marée descendante qui transporte avec elle les débris fournis par la Seine elle-même.

Les sables forment toutefois dans la baie de Seine des bancs mouvants et très-irréguliers ; il en résulte que sur un même point les fonds peuvent successivement s'élever, puis s'abaisser et présenter ainsi diverses alternatives.

Suivant M. Minard, depuis l'établissement des digues, ils tendraient même à produire des atterrissements dans la Seine maritime, particulièrement autour du Havre. Comparant les cartes hydrographiques levées en 1834 et en 1853, M. Minard observe que si le fond s'est abaissé sur certains points, sur la plupart il s'est au contraire élevé. Dans cette courte période de 19 ans, l'excès de l'exhaussement sur l'approfondissement serait de 1,301,800 mètres cubes, qui répandus sur la surface totale de l'embouchure, donneraient un exhaussement moyen atteignant 0^m,70 (1).

Ajoutons cependant que, d'après les observations les plus récentes faites par les Ingénieurs Hydrographes, l'endiguement de la Seine, qui maintenant est poussé jusqu'à Berville, n'a pas compromis l'avenir nautique du Havre.

M. Jonglez de Ligne et quelques personnes ont d'ailleurs proposé d'endiguer la rade du Havre elle-même et de creuser sur la côte de Sainte-Adresse, un nouveau port qui, restant accessible par toute mer aux grands navires transatlantiques, pourrait aspirer à devenir l'un des principaux ports de l'Océan (2).

HAUTE NORMANDIE. — La côte à droite de la Seine nous offre, depuis le Havre jusqu'au delà d'Étaples, une grande uniformité dans sa constitution géologique. D'après la Carte géologique de France, elle est essentiellement formée par la craie blanche à silex sous laquelle apparaît sur quelques points la craie glauconieuse. Il en est de même

(1) *De l'avenir nautique du Havre*. 1856.

(2) Jonglez de Ligne : *Le port maritime de la Seine*, 2^{me} édition avec 8 cartes.

pour les bassins hydrographiques qui correspondent à cette côte, car la Somme et les autres cours d'eau venant s'y déverser coulent presque constamment dans la craie blanche. La Bethune qui se rend à Dieppe, rencontre seule, dans le pays de Bray, le terrain crétacé inférieur et le terrain jurassique. Près du Havre, un lambeau d'argile de Kimmeridge affleure aussi au niveau de la mer. L'argile à silex recouvre d'ailleurs la craie blanche dans tous ces bassins hydrographiques.

Les falaises crayeuses qui bordent la côte de la Haute Normandie sont souvent à pic, et leur élévation peut dépasser 100 mètres ; elles doivent donc se détruire rapidement par le choc des vagues et des galets et en outre par l'action de l'atmosphère. De Lamblardie (1) qui a fait une étude bien complète de cette côte, observe qu'elle est frappée directement par le courant de flot qui remonte la Manche ; de plus elle est exposée à toute la violence des vagues soulevées par les vents d'Ouest et de Nord-Ouest qui y règnent habituellement. Aussi elle n'a conservé ni baies ni points saillants. Les angles de son pourtour sont tellement émoussés et arrondis que, dans toute sa longueur, elle présente de grandes courbures qui sont aplaties et assez uniformes. En moyenne, l'empiétement de la mer y dépasse 0^m,30 par année. Près de Dieppe, il s'est élevé à 0^m,80, et au cap la Hève il atteint 1 mètre.

Le courant de flot qui a contourné la presqu'île du Cotentin se dirige vers le cap d'Antifer près d'Etretat, où il se divise en deux courants qui longent la côte ; l'un descend vers le Havre et l'embouchure de la Seine, tandis que l'autre remonte le détroit. D'un autre côté, les vents qui contribuent surtout à la marche des galets donnent une résultante qui, à la Hève et vers le Havre, tend au Sud-Est ; tandis que près de Dieppe et de Saint-Valery, elle se dirige vers le Nord-Est. Les débris qui proviennent de la destruction des falaises et des côtes sous-marines, et tous ceux que la mer charrie sur son fond doivent donc être entraînés dans ces deux directions différentes de part et d'autre du cap d'Antifer.

Si l'on considère spécialement les galets qui résultent de l'usure

(1) *Mémoire sur les côtes de la Haute Normandie*, 1782. Voir aussi Plocq : *Annales des Ponts et Chaussées* ; Mars et Avril 1863.

des silex de la craie, ils sont rejetés vers le niveau de la marée haute et ils forment deux zones ayant pour point de départ le cap d'Antifer ; l'une contourne le cap la Hève, passe devant le Havre et remonte dans la Seine jusqu'au delà d'Harfleur ; l'autre longe la côte, passe devant Fécamp, Dieppe et se prolonge jusqu'à la pointe du Hourdel où elle est interrompue par la Somme.

Le silex est exclusivement fourni par la côte et par les falaises crayeuses ; de plus il est charrié dans deux directions opposées et il tend sans cesse à s'éloigner du cap d'Antifer, en sorte que c'est nécessairement vers ce cap qu'on doit en trouver le moins ; aussi, de Lamblardie observe-t-il que si l'on construisait un port dans une localité voisine, et notamment à Etretat, il n'y aurait pas à craindre que son chenal fût encombré par des galets de silex. Tous les ports de la Haute Normandie, notamment ceux de Dieppe et du Havre, ont, en effet, à se défendre sans cesse contre le silex et l'on s'en débarrasse soit directement, soit à l'aide de chasses. Comme nous l'avons déjà dit, ces chasses s'obtiennent en laissant écouler subitement, pendant le jusant, de grandes masses d'eau qui ont été accumulées dans des bassins.

La destruction des falaises de la Haute Normandie par la mer doit produire une grande quantité des débris qui sont entraînés dans la Manche, car ces falaises se développent sur plus de 200 kilomètres de longueur, et leur hauteur peut dépasser 100 mètres ; en outre, la mer ne leur enlève pas moins de 0^m,30 par année. Déjà, de Lamblardie avait porté son attention sur le silex qui donne les débris les plus durs et aussi les plus volumineux ; il avait évalué le nombre de ses zones à 60 et leur épaisseur à 3 pouces. Calculant d'après ces données le volume des galets qui se forment pendant une année entre le cap d'Antifer et Fécamp, il l'avait trouvé de 5500 mètres cubes. L'observation apprend qu'il est en réalité de 5000 mètres cubes ; et l'on conçoit facilement que ce nombre doive être plus petit que le premier, parce que le silex en s'arrondissant pour passer à l'état de galet, donne naturellement un déchet de sable et de parcelles microscopiques. Lorsque les calcaires, provenant des falaises, ont été agités pendant quelque temps par la mer, leur

carbonate de chaux se délaye ou se dissout ; ils laissent, en définitive, pour résidu de l'argile, de la glauconie, du mica et du sable quartzeux. Ces substances sont entraînées par la mer et d'autant plus facilement qu'elles sont plus ténues ; malgré l'agitation des eaux dans la Manche, elles contribuent pour une forte part à la formation de ses dépôts.

Il était donc intéressant de rechercher le carbonate de chaux contenu dans les falaises de la Haute Normandie, afin de connaître le résidu qu'elles laissent lorsqu'elles sont détruites par la mer ; dans ce but, j'ai prié M. A. Dollfus de réunir une collection des principales couches formant les falaises entre le cap la Hève et Etretat, et leur essai par l'acide m'a donné les résultats suivants :

Résidus laissés par les falaises de la Haute-Normandie.

	Épaisseur approximative.	Carbonate de chaux.	Résidu insoluble.
Terre végétale ; terrain diluvien ; argile à silex	10 ^m	»	100
Silex de la craie d'après Lamblardie	4 ,9	»	100
Craie blanche	»	»	»
Calcaire turonien de couleur jaunâtre	»	91	9
Calcaire cénomaniens de couleur blanche	20	69	31
Idem. gris, dur, laissant un résidu de silice pulvérulente.	»	60	40
Marne grise, très-riche en glauconie et contenant des grains de quartz avec de l'argile gris brunâtre.	»	11	89
Pondingue ferrugineux composé de gros grains de quartz hyalin, de limonite et d'argile marneuse gris noirâtre	3 ,5	15	85
Sable néocomien blanc jaunâtre formé de quartz hyalin avec grains de glauconie et paillettes assez nombreuses de mica argenté.	7	0,5	99,5

Bien que les falaises de la Haute Normandie appartiennent à un terrain éminemment calcaire, le terrain créacé, il est facile de voir que leurs débris entreront dans la composition des dépôts marins de leur voisinage. Le tableau précédent nous montre, en effet, que toutes les couches apporteront leur contingent ; car les zones de

silex, l'argile à silex, le poudingue ferrugineux et les sables créta-cés laisseront un énorme résidu ; de plus, la craie blanche elle-même donnera un peu d'argile et de sable fin lorsqu'elle sera délayée par la mer. L'argile et le sable très-ténu pourront bien être transportés au loin ; mais il est bon d'observer que le silex, le quartz hyalin, la glauconie, le mica blanc argenté, c'est-à-dire les résidus fournis par la destruction des falaises, se retrouvent aussi, dans le dépôt littoral.

Examinons maintenant quelle est la composition minéralogique du dépôt littoral sur toute la côte de la Haute Normandie.

D'abord l'on peut constater qu'elle varie très-peu ; c'est d'ailleurs une conséquence de ce que cette côte et les bassins hydrographiques qui lui correspondent présentent une grande uniformité dans leur constitution géologique. Voici les faits principaux que l'on observe.

Au niveau de la marée haute, le dépôt littoral consiste en galets accumulés de silex. Dans certaines parties, il est essentiellement formé de sable ou de gravier. En outre, sur quelques points du rivage, les vagues empêchent tout dépôt ; et alors les débris qui sont fournis par les falaises sont sans cesse déblayés par la mer.

Quant au dépôt littoral de marée basse, son grain est plus fin, plus uniforme ; et c'est généralement du sable. Cependant, lorsque les eaux sont très-agitées, des plages de galets peuvent, descendre au niveau de la marée basse ; d'un autre côté, dans les anses retirées, le dépôt est quelquefois une marne sableuse.

Si l'on étudie la composition minéralogique du dépôt de marée basse, on y voit d'abord du quartz hyalin en grains. Le silex au contraire, est toujours en fragments plus ou moins anguleux, le plus souvent même en esquilles à bords tranchants ; sa couleur habituelle est gris blanchâtre, jaunâtre ou brunâtre, plus rarement noire. Il y a aussi de la glauconie verte ou vert noirâtre, et elle conserve fréquemment la forme de foraminifères à l'intérieur desquels elle s'est moulée. Avec l'aimant, on constate quelquefois des traces de fer oxydulé, et il peut y avoir aussi de la pyrite de fer ; le mica se rencontre en paillettes très-petites, blanches et argentées ; mais il n'y avait

pas de feldspath dans les échantillons examinés. Les débris de coquilles ne font jamais complètement défaut, bien qu'ils soient peu abondants et rapidement triturés à cause de la violence de la mer dans cette partie de la Manche. Parmi les roches dont on trouve des fragments, on peut mentionner quelques grès blancs, gris ou bruns, à ciment d'hydroxyde de fer, du calcaire crétacé glauconieux. Bien que ce soit la craie qui forme le rivage, il importe de remarquer qu'elle manque généralement dans le dépôt littoral; on ne l'y rencontre que d'une manière accidentelle et dans quelques anses profondes. Cette circonstance tient à la facilité avec laquelle elle se laisse désagréger et délayer dans l'eau qui est un peu agitée.

On peut facilement retrouver l'origine des différentes substances contenues dans le dépôt littoral.

Si l'on considère le quartz hyalin, qui est la plus importante, il provient visiblement de différentes sources : d'abord, il est fourni par la Seine, par la Somme et par les autres cours d'eau qui débouchent sur la côte. Il est surtout fourni en grande abondance par les falaises; car, entre le cap la Hève et Cauville, une couche de sable quartzeux située au-dessous de la craie glauconieuse, atteint sur certains points une épaisseur de 28 mètres; et comme elle se trouve au niveau de la mer, les vagues la désagrègent très-aisément en provoquant la chute successive des couches qui la recouvrent. D'ailleurs, la plupart de ces couches contiennent du sable; et même la craie renferme quelquefois un peu de sable quartzeux fin. De plus, il y a du gravier de quartz hyalin soit à la base du terrain crétacé, soit dans l'argile à silex. Ajoutons enfin que le quartz hyalin étant dur et relativement léger, peut aussi être charrié d'une grande distance, non-seulement par les rivières, mais encore par les courants littoraux.

Le silex provient de la craie et de l'argile à silex; tantôt il est amené par les cours d'eau, tantôt il tombe directement à la mer à mesure que s'opère la destruction des falaises. Remanié par les vagues, il s'arrondit et passe à l'état de galet que les tempêtes et les marées exceptionnelles rejettent jusqu'au niveau de la haute mer et même hors de son atteinte. Lorsqu'il continue à être agité par les vagues, comme il est assez fragile, il se brise en donnant succes-

sivement des débris de dimensions plus petites ; à la longue il finit même par se réduire en esquilles très-menues et en parcelles microscopiques qui sont entraînées au large. Il tend donc à diminuer par l'usure qui est beaucoup plus rapide que dans le quartz ; d'un autre côté, ce déchet est compensé par le progrès incessant de la destruction des falaises. La proportion du silex dans le dépôt littoral est d'ailleurs très-variable, comme on le verra plus loin par quelques exemples.

Le mica blanc argenté peut provenir soit de la craie blanche, soit d'autres couches du terrain crétacé.

Quant à la glauconie, elle est donnée, au moins pour une grande partie, par la craie glauconieuse dans laquelle elle est très-abondante ; il est d'ailleurs très-remarquable qu'un minéral aussi tendre conserve sa forme et qu'il résiste au frottement continu des grains de sable agités par la mer.

Examinons spécialement les caractères du dépôt littoral sur quelques points.

LE HAVRE. — A droite de la sortie du port du Havre, et vis-à-vis les bains de Frascati, le niveau de la marée haute est marqué par des galets de silex, tandis qu'à la marée basse l'on trouve du sable. La glauconie est particulièrement abondante dans le dépôt littoral du Havre qui contient aussi des fragments de grès ou de calcaire glauconieux ; cette circonstance s'explique tout naturellement, puisque la craie glauconieuse affleure tout autour du Havre. Les bassins du port reçoivent bien de la vase qui leur est apportée par les eaux troubles de la mer ; mais la hauteur de cette vase s'élève au plus à 0^m,30 par année, et par conséquent elle est beaucoup moindre qu'à Honfleur.

Afin de comparer la composition minéralogique du dépôt littoral de marée haute et de marée basse, j'ai soumis au triage deux échantillons dont le grain était assez gros pour permettre cette opération ; le 1^{er} est un gravier gris jaunâtre mélangé de sable ; le 2^{me} un sable gris verdâtre ; ils ont été pris en regard du monument qui se trouve vers le cap la Hève :

	<i>Cap la Hève.</i>	
	Marée haute.	Marée basse.
Quartz hyalin en grains	79	70
Silex en fragments anguleux	8	3
Grès blanc compacte	1	•
Glauconie	6	17
Coquilles brisées et calcaire	6	10
	100	100

Remarquons d'abord la grande proportion du quartz dans ces deux dépôts et celle relativement assez faible du silex. En les comparant entre eux, nous voyons que le dépôt de marée basse contient moins de silex, plus de glauconie et surtout plus de carbonate de chaux.

L'essai de plusieurs autres échantillons provenant des environs du Havre m'a donné des résultats qui concordaient avec les précédents, et, même à marée basse, leur carbonate de chaux n'a guère dépassé 10 pour 100 ; du reste, ce dernier est fourni presque exclusivement par des débris de coquilles. On peut s'étonner que sur une côte calcaire et à l'embouchure d'un fleuve paisible comme la Seine, coulant presque partout dans des roches calcaires, il n'y ait pas une plus grande proportion de carbonate de chaux dans le dépôt littoral ; ce résultat doit être attribué à la destruction facile du calcaire, particulièrement de la craie, et surtout à la violence des vagues qui viennent battre contre le promontoire qui porte le Havre.

ETRETAT. — A l'Est du cap d'Antifer, à Etretat, le sable qui se dépose au pied des falaises de craie est graveleux et grisâtre. Il contient beaucoup de fragments anguleux de silex qui sont gris, quelquefois noirâtres, du quartz hyalin et de nombreux débris de coquilles, mais la craie peut y faire défaut. Son carbonate de chaux n'a d'ailleurs pas dépassé 18 pour 100.

FÉCAMP. — La mer est très-agitée à Fécamp, comme sur toute la côte Normande à droite de la Seine. Aussi des deux côtés de l'entrée du port, observe-t-on au niveau de la marée haute des levées de galets, qui proviennent de la craie. Un sable grossier, gris jaunâtre, se dépose accidentellement sur certaines parties de la plage et son triage m'a donné :

	<i>Fécamp.</i>
	Marée basse.
Silex en fragments anguleux	67,2
Quartz hyalin roulé	18,2
Glauconie	0,6
Coquilles brisées	14,0
	<hr/> 100,0

De même qu'à Etretat, le silex domine de beaucoup, ce qui se comprend facilement, puisque les falaises crayeuses de cette côte sont rapidement corrodées par la mer. Le quartz représente près de $\frac{1}{5}$ du dépôt littoral. Quant au carbonate de chaux qui était en proportion assez notable, il provenait uniquement de débris de coquilles.

SAINT-VALERY-EN-CAUX. — En approchant de Saint-Valery-en-Caux, le sable qui forme le dépôt littoral devient plus fin. Il contient toujours du silex, du quartz, des coquilles qui sont même très-abondantes. La proportion du quartz augmente, tandis que celle du silex diminue, et dans les échantillons à grains fins, le quartz est même de beaucoup le minéral dominant.

La glauconie au contraire devient très-rare et la Carte géologique de France est bien d'accord avec ce résultat ; car elle nous montre qu'aux environs de Saint Valery-en Caux, les falaises appartiennent exclusivement à la craie blanche et que les cours d'eau se déversant sur la côte ne traversent pas non plus la craie glauconieuse. C'est seulement près de Veules que la glauconie reparait d'une manière bien évidente dans le dépôt littoral.

Le carbonate de chaux augmente surtout dans l'intérieur des baies ; ainsi, il atteint 43 pour 100 dans la gorge Suncette dans laquelle se dépose un sable vaseux qui est gris verdâtre et très-fin. A Veulette, il s'élève encore à 35 et il y en a un peu moins à Saint-Valery. A Sotteville et dans la baie de Sausemare, il est à peu près égal à 30 ; mais il tombe au-dessous de 20 dans la baie de St-Aubin.

DIEPPE. — A Dieppe, où la mer est très-violente et très-agitée, des galets de silex marquent le niveau de la marée haute ; tandis que le dépôt de marée basse est un sable fin, gris jaunâtre comme les précédents et dans lequel se distinguent facilement des grains de glau-

conie. Quoique la côte soit formée par la craie, le carbonate de chaux se trouve toujours en proportion relativement assez faible, car il est seulement de 20 pour 100 ; il se réduit même à 16 au village de Puy ; au Tréport, il remonte au contraire à 27.

AULT. — Vis-à-vis le bourg d'Ault, le sable de basse mer est assez gros pour qu'il soit possible de le trier ; il a une densité de 2,638 et voici quelle est sa composition minéralogique :

	<i>Ault.</i> Marée basse.
Quartz hyalin en grains	66,5
Silex blanc ou jaunâtre en fragments dont quelques-uns sont de couleur rouge grenat	11,9
Glauconie un peu mélangée de silex noirs.	0,9
Coquilles brisées et calcaire.	19,8
Perte et substances dissoutes dans l'acide	0,9
	<hr/> 100

La grande proportion du quartz relativement à celle du silex est un fait digne d'être remarqué. On voit aussi qu'il y a très-peu de glauconie.

BAIE DE SOMME. — Les galets de silex qui constituent le cordon littoral sur la côte de la Haute Normandie sont encore très-abondants à l'embouchure de la Somme ; entraînés par les vents dominants qui soufflent de l'Ouest, ils viennent s'accumuler sur la gauche de la baie dans laquelle ils couvrent une grande étendue ; ils tendent d'ailleurs à augmenter la pointe recourbée du Hourdel à l'extrémité de laquelle ils sont arrêtés par la Somme elle-même. Sur la droite de la rivière les galets de silex disparaissent ; car, bien que les falaises de craie se continuent, elles sont garanties par une plage de sable contre les attaques directes de la mer.

Dans toute la baie de Somme se dépose un sable fin et gris verdâtre qui contient du quartz hyalin, du silex, de la glauconie et des débris de coquilles. Son carbonate de chaux ne dépasse pas 15 centièmes ; il est donc en petite proportion comme sur toute la côte du Pas-de-Calais.

Le sable s'accumule d'ailleurs à l'entrée de la Baie de Somme dans laquelle il forme une sorte de delta sous-marin qui est proéminent ;

il faut sans doute attribuer ce résultat à ce que le courant de flot se dirigeant vers l'Est vient rencontrer la Somme et butter en même temps contre la côte de Picardie orientée Nord-Sud ; car le ralentissement qui se produit dans la vitesse des eaux doit nécessairement déterminer le dépôt des sables qu'elles tiennent en suspension.

ETAPLES. — A l'embouchure de la Canche, près d'Étaples, le dépôt littoral est un sable essentiellement quartzeux. A marée haute et à marée basse, sa grosseur reste à peu près la même ; mais, tandis que le premier est jaunâtre, par suite de l'oxydation qu'il éprouve à l'air, le second conserve une teinte grisâtre. Le triage de 2 échantillons pris perpendiculairement au rivage, sur la rive droite de la Canche, m'a donné :

	<i>Etaples.</i>	
	Marée haute.	Marée basse.
Quartz hyalin avec quelques fragments de silex.	93,1	86,0
Glauconie.	1,4	1,8
Coquilles brisées	3,8	9,9
Perte et substances dissoutes dans l'acide	1,7	2,3
	100	100

Le quartz hyalin constitue la plus grande partie de ce sable dans lequel le silex est assez rare ; ce dernier est blanc, gris ou jaune et comme toujours en esquilles. Il n'y a que peu de glauconie. Le carbonate de chaux est d'ailleurs en proportion plus grande dans le sable de marée basse.

Le barreau aimanté promené dans le sable d'Étaples en retire quelques traces de fer oxydulé. Un petit galet de craie a aussi été rencontré dans l'échantillon de marée haute.

EMBOUCHURE DE LA CANCHE. — A droite de l'embouchure de la Canche, le sable de la plage est recouvert par un gravier coquillier qui est grossier et inégal. L'étendue qu'il occupe varie avec les marées. Le triage d'un échantillon a montré qu'il contenait :

	<i>Canche.</i>
Débris de coquilles marines	66,4
Silex anguleux gris blanc et jaunâtre.	21,9
Grès blanc et un peu de limonite roulée	5,8
Sable fin de la plage.	5,9
	100

Ce dépôt littoral exceptionnel est donc en grande partie formé de coquilles et de silex dont les débris atteignent plusieurs centimètres, et qui ont été accumulés à la rencontre de la Canche avec la mer. Le sable fin qui s'y trouve mélangé peut du reste avoir été introduit par le vent.

BAS BOULONNAIS. — Sur la côte du Bas Boulonnais et spécialement près de Boulogne, il existe au niveau des hautes marées des relais de gravier grossier comme celui duquel nous venons de parler. Ordinairement, leur épaisseur est environ de 0^m,50 sur une vingtaine de mètres de largeur et une longueur variable. On en observe notamment des deux côtés du cap d'Alprech, à droite de l'embouchure de la Liane, au Sud du cap Grinez. Ces graviers appartenant au cordon littoral présentent des caractères minéralogiques extrêmement variables ; ils résultent de l'accumulation de coquilles marines avec les débris des falaises du Bas Boulonnais. On y trouve des calcaires jurassiques, du quartz, du silex, des grès, de la pyrite de fer et des roches du voisinage. Dans plusieurs de ces graviers, le carbonate de chaux a dépassé 35 pour 100 ; il est d'ailleurs à l'état soit de coquilles, soit de calcaire compacte. Voici le résultat du triage de deux échantillons pris, l'un au Nord du cap d'Alprech, l'autre à Andreselles au Sud du cap Grinez :

	<i>Alprech.</i>	<i>Andresselles.</i>
Carbonate de chaux	57,8	85,3
Silex	2,7	4,8
Quartz et très-peu d'argile inattaquée par l'acide . . .	35,2	7,9
Débris divers, partie attaquée par l'acide et perte. . .	4,3	2,0
	100	100

Ces graviers du cordon littoral du Bas Boulonnais laissent dans l'acide un résidu qui diffère entièrement de celui de la Canche près des falaises crayeuses ; on voit en particulier que le silex est très-réduit et qu'il se trouve remplacé par du quartz.

CAP GRISNEZ. — Examinons maintenant dans le Bas Boulonnais le dépôt littoral proprement dit. C'est toujours un sable quartzeux dont le grain reste à peu près le même, à marée haute et à marée basse. Sa couleur est gris jaunâtre. Le triage de 2 échantillons pris au cap

Grisnez, l'un à marée haute, l'autre à marée basse, a donné les résultats suivants :

<i>Grisnez.</i>	Marée haute.	Marée basse.
Quartz hyalin avec quelques fragments de silex.	92,8	88,4
Glauconie à laquelle adhère encore un peu de quartz.	1,0	1,7
Coquilles brisées.	4,0	6,7
Perte et matières dissoutes dans l'acide.	<u>2,2</u>	<u>3,2</u>
	100	100

On voit de suite que le sable se déposant au cap Grisnez présente à très-peu près la même composition minéralogique que celui d'Éta-
ples. Le quartz hyalin y domine de beaucoup et ses grains sont arrondis. Le silex ne se montre qu'en fragments microscopiques qui sont visiblement très-clair-semés ; il a une couleur grise ou blanchâtre. La glauconie est en très-petite proportion ; il semblerait du reste que le dépôt de marée basse en contient un peu plus que celui de marée haute. Le carbonate de chaux ne dépasse pas plusieurs centièmes ; il y en a généralement un peu plus à marée basse. Il est fourni presque entièrement par des têts de mollusques ; cependant on rencontre aussi du calcaire et à Grisnez, dans le dépôt de marée haute, j'ai même observé de petits grains de craie. Le barreau aimanté indique une trace de fer oxydulé. Enfin, entre les caps Blancnez et Grisnez on trouve encore des nodules de chaux phosphatée pyriteuse.

— En résumé, depuis le Havre jusqu'au cap Grisnez, le dépôt littoral conserve à peu près la même composition minéralogique et ses variations portent plutôt sur la grosseur et sur la proportion de ses éléments que sur leur nature. Ce résultat est remarquable si l'on observe que la côte du Bas Boulonnais est jurassique, tandis que celle de la Picardie et de la Haute Normandie est crétacée. Il s'explique par la facilité avec laquelle les calcaires sont détruits et dissous sur une côte frappée par les vagues et baignée par une mer agitée.

MER DU NORD.

Au delà du cap Grisnez, la mer est toujours bordée par une plage de sable qui se continue vers Calais et Dunkerque, puis sur les côtes de la Belgique et de la Hollande. Le dépôt littoral de marée haute y diffère peu de celui de marée basse. C'est encore un sable essentielle-

ment formé de grains assez réguliers de quartz hyalin ; il contient aussi du silex en menus fragments, de la glauconie vert foncé, des débris de coquilles. Dans les endroits où les eaux sont peu agitées ; il est plus ou moins mélangé de marne grise ou verdâtre.

La Carte géologique de France montre que le rivage lui-même est jusqu'à une grande distance dans les terres le produit d'alluvions ; on voit de plus que les bassins hydrographiques de l'Aa et des divers cours d'eau se déversant sur la côte comprennent des terrains qui diffèrent de ceux de la Haute Normandie et du Bas Boulonnais ; ce sont les alluvions marines, le terrain tertiaire inférieur qui est éminemment sableux dans cette région et le limon des plateaux qui contient également du sable. C'est encore à du sable que se réduit l'apport des cours d'eau, car leur limon est entraîné au loin. Maintenant comme le terrain tertiaire doit se prolonger sous la mer qui est peu profonde, il est vraisemblable que du sable provenant de ses débris est aussi remanié par les vagues et qu'il concourt à former le dépôt littoral.

Indiquons maintenant quelques résultats spéciaux.

CALAIS. — A Calais, le sable de basse mer est gris-jaunâtre, essentiellement composé de quartz, avec glauconie et très-peu de silex. On y rencontre quelques lamelles très-petites de mica blanc argenté. Le carbonate de chaux reste inférieur à 10 pour 100.

Dans le bassin des Chasses, un petit cours d'eau est retenu, de manière qu'en le laissant ensuite s'écouler subitement, les dépôts qui se forment à l'entrée du port soient entraînés dans la mer. Au fond de ce bassin se dépose une vase argilo-marneuse, vert grisâtre, qui est plastique et mélangée de sable très-fin ; elle renferme 29 pour 100 de carbonate de chaux, beaucoup plus par conséquent que le dépôt marin de Calais.

DUNKERQUE. — Sur la plage de Dunkerque le sable de basse mer est gris, tirant sur le vert plus ou moins foncé. Le quartz le constitue essentiellement et la glauconie y est abondante, mais en proportion variable. Le silex y est toujours rare. Le carbonate de chaux y est de plusieurs centièmes, mais généralement il reste inférieur à 15 pour

100. A une distance de 9 kilomètres à l'Est du port, il peut cependant atteindre 28 ; c'est le résultat le plus élevé que j'aie obtenu pour le sable littoral de la mer du Nord.

Dans le bassin d'échouage et dans le chenal du port de Dunkerque, il se dépose une marne verte sableuse et, de même qu'à Calais, elle contient beaucoup plus de carbonate de chaux que le sable de la plage voisine.

La glauconie qui est très-abondante dans le dépôt littoral de Dunkerque peut provenir des cours d'eau des environs, comme l'Aa et la Colme qui traversent le terrain tertiaire inférieur. Il est même possible qu'elle soit fournie par le crétacé inférieur des environs de Wissant et qu'elle soit entraînée par le courant de flot qui remonte le détroit et se dirige vers l'Est.

— M. l'Ingénieur Plocq, auquel on doit une étude intéressante des courants et des alluvions du détroit, a reconnu qu'à l'Est du port de Dunkerque, la plage reste fixe, malgré l'allongement des jetées. Mais il en est tout autrement du côté de l'Ouest. Chaque allongement des jetées y produit un avancement égal de la plage vers le large et il s'y forme bientôt des atterrissements marneux qui peuvent être endigués et livrés à l'agriculture. Ces atterrissements doivent être attribués aux eaux douces du pays qui s'écoulent à marée basse ; car, les eaux qui sortent du port de Dunkerque, sont entraînées vers l'Ouest par le jusant ; alors le limon marneux qu'elles transportent avec elles tend à se déposer sur la plage de l'Ouest pendant l'étale du jusant et même pendant la première période, du flot. Comme ce limon provient des vases du port qui contiennent quelquefois plus de 25 pour 100 de carbonate de chaux, il en augmente la proportion dans le dépôt littoral. Il s'étend d'ailleurs jusqu'à 8 kilomètres vers l'Ouest.

Des atterrissements marneux se forment également à l'Ouest du port de Gravelines et ils s'expliquent par les mêmes causes locales.

« Si l'on considère toute la côte entre Calais et la Belgique, sur une étendue de 50 kilomètres, on rencontre d'abord, dit M. Plocq, une première zone inférieure, de 350 à 500 mètres de largeur, sur laquelle se produisent deux fois par jour les mouvements alternatifs de la marée et dont l'inclinaison varie entre 0^m,01 et 0^m,02 par mètre ;

puis une deuxième zone qui n'est couverte par la mer que dans la période de vives eaux et dont la largeur varie de 800 à 1000 mètres pour les parties qui sont voisines des ports et anciens chenaux et sujettes à formation de relais limoneux et dans les limites beaucoup plus restreintes de 20 à 100 mètres dans les endroits où le régime des sables règne d'une manière absolue..... Enfin, dans quelques parties, on remarque l'existence d'une troisième zone, comprise entre les laisses de haute mer de vives eaux ordinaires et de vives eaux maximum ; c'est cette troisième zone que des endiguements successifs viennent, de siècle en siècle, soustraire au régime des marées dans les portions sujettes à dépôt limoneux, et sur laquelle les sables semblent tendre à s'accumuler sous la forme de dunes qui s'élèvent peu à peu dans les autres parties.

« Cette troisième zone se trouve principalement à l'Ouest des ports de Dunkerque et de Gravelines et au droit de la plage de Walde (1). »

Maintenant les observations faites par les Ingénieurs Hydrographes et spécialement par M. de La Roche Poncié (2) constatent que la côte de France varie très-peu entre Dunkerque et Calais. Ainsi, à l'Est de Dunkerque, les laisses de basse mer ont plutôt reculé qu'avancé depuis 1776 ; il en est de même aux environs de la pointe du Clipont et du port de Gravelines. Quelques changements ont bien eu lieu vers l'embouchure des ports, mais ils résultent des travaux exécutés et particulièrement du prolongement des jetées. Quant aux bancs de sable et aux petits fonds qui avoisinent les parages de Dunkerque, les sondages ont appris que depuis plus de 60 années, ils n'ont pas éprouvé de changements bien importants ; seulement les fonds dont la profondeur est supérieure à 20 mètres, ont subi un exhaussement de 1 à 2 mètres et quelquefois davantage.

L'étude des courants et des vents dans le Pas-de-Calais permet d'expliquer pourquoi il se produit un exhaussement dans les grands fonds à l'entrée de la mer du Nord.

En effet, quelques observations paraissent indiquer dans le Pas-

(1) *Annales des Ponts et Chaussées*, Mars et Avril 1863, page 151.

(2) Rapport sur la reconnaissance hydrographique faite en 1861 de la côte Nord de France, entre Calais et la frontière de Belgique.

de-Calais un excès du flot sur le jusant. En outre, les vents d'Ouest y prédominent beaucoup sur les vents d'Est ; indépendamment de ce qu'ils sont plus violents, ils règnent pendant plus des 2/3 de l'année ; ils mettent donc plus de débris en suspension dans les eaux et ils les font passer dans la mer du Nord. Bien qu'il y ait aussi des débris qui passent au contraire de la mer du Nord dans la Manche, c'est le transport vers l'Est ou vers la mer du Nord qui doit en définitive l'emporter.

Cela posé, si l'on ne constate pas d'exhaussement régulier dans les petits fonds le long de la côte entre Calais et Dunkerque, il faut l'attribuer à ce que l'agitation des vagues remue sans cesse le sable qui est balayé à mesure par les courants. Les bancs de sable s'y entretiennent à peu près à la même hauteur et les chenaux y conservent la même position.

Mais il n'en est pas ainsi dans les fonds qui ont plus de 20 mètres ; car, aux époques où la mer est agitée, le sable transporté par le flot et par les vents d'Ouest est entraîné avec les eaux troubles jusque sur les grands fonds d'où il ne peut ensuite être déplacé que très-difficilement ; dès lors on conçoit qu'un exhaussement doive s'y produire.

BELGIQUE.

OSTENDE. — Si passant la frontière, nous suivons en Belgique et en Hollande la côte de la mer du Nord, nous trouvons un sable dont les caractères restent à peu près les mêmes.

A Ostende, par exemple, ce sable est grisâtre et toujours essentiellement formé de quartz hyalin. Le silex y est rare, en fragments anguleux de couleur jaunâtre ou noir foncé : il provient sans doute de l'étage tertiaire inférieur, nommé Bruxellien par Dumont ; car il y est assez abondant pour qu'on l'emploie souvent en Belgique dans différentes constructions. La glauconie s'y montre également et elle est surtout bien visible vers l'embouchure de l'Escaut. Il y a d'ailleurs de menus débris de coquilles. Dans les échantillons essayés, le carbonate de chaux était au moins de quelques centièmes, mais il est resté inférieur à 15 pour 100. Enfin, j'ai encore rencontré de rares lamelles d'un orthose blanc, opaque, ainsi que des grains de grenat ;

comme ces minéraux n'ont pas été observés sur la côte de France, ils accusent, sur la côte de Belgique, un léger changement dans le dépôt littoral.

De même que nous l'avons vu déjà dans le Bas Boulonnais, les coquilles marines peuvent devenir très-abondantes sur certains points et former de véritables bancs. Ainsi, à la Panne près de Furne, on exploite, pour en fabriquer de la chaux destinée à l'agriculture, un banc composé en grande partie de venus, qui a 12 kilomètres de longueur sur 100 mètres de largeur et une épaisseur de plusieurs mètres.

HOLLANDE.

SCHOUWEN. — Dans la partie occidentale de l'île Schouwen, en Hollande, le rivage est bordé de dunes ; le dépôt de marée haute ou basse consiste en sable fin dont le grain est régulier et la couleur grisâtre pointillée de noir. On y distingue du quartz hyalin, du quartzite noir, du grenat rouge, des paillettes de mica argenté et de rares débris de coquilles. La proportion de carbonate de chaux reste inférieure à 3 pour 100 ; elle est donc très-faible, comme sur toute cette côte sableuse de la mer du Nord.

SHEVENINGUE. — A Sheveningue près de la Haye, j'ai observé un sable fin, bien égal, contenant comme les précédents des débris de coquilles ; après l'attaque par l'acide, il est grisâtre légèrement piqué de noir et de rouge. Le quartz hyalin le constitue presque entièrement ; les fragments noirs anguleux paraissent être du silex, bien qu'il y ait aussi des grains noirs quartzeux. La glauconie est devenue très-rare, mais elle s'observe encore accidentellement. Il y a d'ailleurs du grenat brun ou rouge, bien transparent, quelques lamelles de mica blanc grisâtre argenté et même du schiste micacé gris verdâtre ; certains grains verts paraissent être du périclase, d'autres qui sont opaques et de couleur rose appartiennent au feldspath. Enfin, on rencontre accidentellement sur la plage des galets aplatis d'un grès quartzeux, compacte, qui est vert noirâtre ou brunâtre. Bien qu'il reste toujours essentiellement quartzeux, le sable du dépôt littoral se modifie donc légèrement le long de la mer du Nord.

La plage de Sheveningue s'incline en pente douce vers la mer et

le sable y conserve un grain bien égal ; le niveau supérieur de la marée haute y est seulement marqué par une petite zone de coquilles marines qui occupe la partie supérieure du plan incliné. J'ai trouvé d'ailleurs qu'il y a un peu moins de carbonate de chaux dans le dépôt de marée basse que dans celui de marée haute, et dans ce dernier sa proportion n'a pas dépassé 4 pour 100.

ZANDVOORT. — A Zandvoort près de Harlem, nous retrouvons les mêmes caractères qu'à Shevningue.

Une belle plage de sable est bordée par les collines élevées que forment les dunes. Les débris de plantes, de coquilles et d'animaux marins de toute espèce indiquent encore le niveau de la marée haute. Le sable de la plage et des dunes est coquillier, de couleur jaunâtre. Après l'attaque par l'acide il devient grisâtre et l'on y distingue indépendamment du quartz hyalin, du quartz de couleur variée, quelquefois noirâtre, un peu de silex anguleux qui est blanchâtre, gris ou noir, du mica blanc argenté, du schiste micacé gris verdâtre, plus accidentellement du micaschiste noir, du grenat. Il y a aussi de la glauconie ; mais elle est rare, et ne doit pas venir de loin, car elle a conservé la forme des foraminifères à l'intérieur desquels elle s'est moulée. A Zandvoort, les débris de coquilles sont plus abondants qu'à Sheveningue ; toutefois, dans le sable de marée basse, le carbonate de chaux est resté inférieur à 12 pour 100.

HELDER. — En continuant à suivre le rivage de la Hollande, à Petten, au Helder, le long de l'île du Texel, le dépôt littoral est toujours un sable quartzeux. Les débris de coquilles y sont peu abondants et les échantillons que j'ai essayés contenaient moins de 2 pour cent de carbonate de chaux.

— Il me paraît du reste qu'il ne faut pas chercher exclusivement une provenance éloignée aux sables se trouvant sur les bords du canal de Flandre et à l'entrée de la mer du Nord.

Car, bien qu'il soit assez uniforme, le dépôt sableux littoral présente visiblement sur chaque point des caractères minéralogiques spéciaux qu'il emprunte à la côte même sur laquelle il s'est formé.

Ainsi, tandis que la glauconie y est très-abondante près de Dunkerque, elle devient très-rare ou bien disparaît complètement en Hollande. En outre, l'on observe dans les Pays-Bas du feldspath, du mica, du grenat.

On voit, par conséquent, que le dépôt des côtes de la mer du Nord conserve en définitive un caractère local, malgré les apports de la mer qui viennent d'une grande distance et malgré les remaniements résultant de l'action incessante des courants, des vagues et des marées.

CHAPITRE XII

COMPARAISON DES DÉPÔTS LITTORAUX ET DES DÉPÔTS SOUS-MARINS.

Dans la description du dépôt littoral de nos côtes, nous avons signalé les différences qui existent entre le dépôt de marée haute et celui de marée basse. Essayons maintenant de généraliser les résultats qui ont été obtenus et de comparer entre eux les dépôts littoraux et sous-marins.

Dépôts littoraux.

Comparaison du dépôt littoral de marée haute et de marée basse.

Le dépôt littoral de marée haute diffère de celui de marée basse à la fois par ses caractères physiques et minéralogiques. Il est facile de s'en convaincre en les étudiant tous deux dans l'Océan.

Au niveau des plus hautes marées, se trouve le cordon littoral qui présente souvent des accumulations de galets atteignant de grandes dimensions. Les roches qui le composent sont fournies, soit par le rivage voisin, soit par le bassin hydrographique auquel ce rivage appartient. Car, sur les côtes crétacées de la Normandie, le cordon littoral est formé de galets de silex provenant de la craie ; sur les côtes granitiques de la Bretagne, il est au contraire formé de galets quartzeux et granitiques. C'est au niveau des plus hautes marées que les eaux de la mer sont animées de la plus grande vitesse et ont le plus de force ; elles peuvent alors déplacer des blocs énormes. Aussi le dépôt littoral offre habituellement des débris ayant des dimensions plus grandes à marée haute qu'à marée basse. Et quand le premier dépôt est du galet, il arrive fréquemment que le second est du gravier, du sable ou même de la vase. En un mot, les dimensions des débris tendent généralement à diminuer à mesure qu'on descend dans la mer.

Comparons maintenant la composition minéralogique.

Entre le dépôt de marée haute et celui de marée basse, il existe une différence très-légère mais qui est cependant assez marquée pour permettre quelquefois de les distinguer. Elle est accusée par une teinte jaunâtre ou brunâtre que prend le dépôt de haute mer, sans doute par suite d'une oxydation qui est due à l'action de l'air ; on l'observe, par exemple, sur les côtes de la Picardie et de la Flandre.

Si l'on considère les débris qui composent le dépôt littoral, ils sont agités par les lames de fond et d'autant plus qu'ils se trouvent plus rapprochés de la surface de la mer. Au niveau supérieur, ils sont entrechoqués avec violence, en sorte qu'ils se brisent, perdent peu à peu leurs parties anguleuses et finissent par passer à l'état de galet. Plus bas, ils continuent à être roulés ou déplacés par les lames ; mais plus bas encore, ils sont simplement soulevés, et à une profondeur plus grande, les agitations de la surface n'ont plus d'action. D'après cela, sur chaque côte sous-marine, le dépôt littoral est soumis à un frottement mutuel qui, très-énergique au niveau supérieur de la mer, s'atténue successivement dans la profondeur. Ses débris s'usent l'un l'autre et tendent à la fois à s'arrondir et à devenir plus petits. En suivant la marche des galets sur le rivage, on voit leur diamètre diminuer de plus en plus ; en sorte qu'ils finissent par passer à l'état de gravier, puis de sable et enfin par se réduire en parcelles microscopiques. Toutes choses égales, leur dégradation est d'autant moins rapide qu'ils ont plus de dureté, de tenacité, de compacité et qu'ils sont moins susceptibles de se dissoudre ou de se décomposer dans l'eau de mer.

Quartz. — Mais s'il est une substance qui réunisse à un degré remarquable toutes ces conditions et qui soit en même temps presque universellement répandue au bord de la mer, c'est assurément le quartz hyalin. Il doit visiblement subir une usure beaucoup moins rapide que les minéraux qui l'accompagnent et par suite sa proportion tend à augmenter au niveau de la marée basse.

C'est, en effet, ce que nous avons constaté jusque sur les côtes de Normandie et de Picardie où les galets de silex du cordon littoral sont remplacés par un sable qui contient beaucoup de quartz hyalin ; le plus souvent même la proportion du quartz y est supérieure à celle du silex.

Il en est de même encore aux environs de Bayonne, où le galet formé de quartz hyalin mélangé avec d'autres variétés de quartz amorphe, notamment avec de la lydienne ou du quartzite, paraît être d'autant plus riche en quartz hyalin que ses grains sont plus petits. Si cette différence est appréciable pour un dépôt littoral lorsque le quartz s'y trouve avec le silex ou avec la lydienne qui en sont simplement des variétés, elle le devient bien davantage lorsque le quartz est accompagné par des minéraux plus tendres.

Ainsi, lorsque le quartz hyalin est mélangé à du feldspath, comme on l'observe sur les côtes granitiques du Cotentin, de la Bretagne, de la Vendée et des Pyrénées-Orientales, à mesure que le grain du dépôt littoral devient plus petit, la proportion du premier minéral augmente aux dépens du second. Souvent même, le feldspath ne paraît avoir échappé à la destruction que parce qu'un peu de quartz y est encore adhérent. Les triages que nous avons faits précédemment ont montré que le feldspath restant dans le dépôt littoral au niveau de la marée basse est généralement en proportion assez petite, tandis que le quartz hyalin s'y trouve au contraire en proportion plus grande que dans les roches granitiques. Ces résultats s'expliquent d'ailleurs très-bien ; car le feldspath est moins dur que le quartz et très-sujet à décomposition ; de plus, il a des clivages faciles, en sorte qu'il se brise très-aisément par les chocs répétés que lui impriment les vagues.

Lorsque le quartz se trouve associé à du calcaire, comme ce dernier est beaucoup plus tendre que lui, la différence entre la composition minéralogique du dépôt littoral de marée haute et de marée basse est encore bien plus marquée. D'un autre côté, comme la mer apporte elle-même du carbonate de chaux à l'état de coquilles, on conçoit que la proportion du quartz pourra souvent diminuer dans le dépôt de marée basse, bien qu'elle augmente cependant à l'égard des autres minéraux fournis par le rivage. Dans le cas où le rivage sera formé par une roche quartzreuse, on comprend aussi que les coquilles provenant de la mer tendront naturellement à diminuer le quartz dans le dépôt de marée basse.

En général, lorsqu'un dépôt littoral contient du quartz, l'agitation

des vagues tend à en augmenter la proportion ; ce minéral y prédomine même d'autant plus que le grain du dépôt devient plus fin. Toutefois, cela suppose que le dépôt reste encore à l'état de sable ; car lorsqu'il se réduit en parcelles microscopiques, l'argile doit naturellement venir s'y mêler.

Carbonate de chaux. — Examinons actuellement comment le carbonate de chaux varie dans le dépôt littoral de marée haute et de marée basse.

Les recherches ont été faites en prenant des échantillons au niveau de ces deux marées et sur une direction normale au rivage. Leur acide carbonique était déterminé et on calculait ensuite le carbonate de chaux correspondant. Le tableau suivant donne les résultats que j'ai obtenus auxquels sont réunis ceux trouvés par M. Besnou (1) :

**Comparaison du carbonate de chaux dans le dépôt littoral
de marée haute et de marée basse.**

LOCALITÉS.	Carbonate de chaux.	
	Marée haute.	Marée basse.
St-Nazaire, à la Ville Martin.	1,82	5,22
Belle-Ile, à la pointe des Poulains	15,4	68,50
Id. le Palais	42,1	45,40
Presqu'île de Toulinguet, Noquegou	65,00	80,50
Id. Penhat	66,50	72,00
Baie de Bertheaume.	26,18	29,8
Perzel sous Bertheaume.	29,61	36,75
Porléagant près Bertheaume	36,83	53,93
Moulin de la Rive	49,61	59,75
Equerdreville, près Cherbourg.	4,75	21,60
Le Havre, près du monument du cap la Hève	5,56	10,22
Id. Établissement des bains	5,68	11,46
Étaples.	3,77	9,85
Cap Grisnez.	4,00	6,72
Arcachon.	0,27	0,23
Saint-Nazaire, à Penhoet	4,99	4,81
Ile de Sciec	69,63	59,61
Trouville, à l'Ouest de la jetée.	53,80	26,45
Id. à l'Est id.	41,54	30,08
Boulogne-sur-Mer, à l'embouchure de la Liane	4,31	3,77

(1) *Mémoires de l'Institut des provinces de France*, publiés sous la direction de M. de Caumont.

On voit tout d'abord que généralement le dépôt littoral de marée basse contient plus de carbonate de chaux que celui de marée haute ; la règle comporte toutefois des exceptions et il faut tâcher de les expliquer.

Observons que le carbonate de chaux du dépôt littoral peut provenir de deux sources qui sont les êtres marins et les calcaires. Mais sur un rivage dépourvu de calcaire, comme l'est habituellement celui de la Bretagne, le carbonate de chaux est uniquement fourni par les mollusques ou les nullipores ; aussi la différence des marées suffit-elle déjà pour amener une augmentation très-notable dans la proportion du carbonate de chaux. Sur un rivage calcaire, comme celui de la Normandie et de la Picardie, le carbonate de chaux peut provenir à la fois du calcaire et des mollusques ; d'un autre côté, l'examen microscopique du dépôt littoral fait voir que sur les bords de l'Océan, cette dernière source de carbonate de chaux est de beaucoup la plus importante ; car, si le calcaire se montre dans le dépôt littoral de marée haute, le plus souvent il a disparu dans celui de marée basse dans lequel il a été détruit par l'usure, en sorte que le carbonate de chaux provient seulement des débris de mollusques. Comme ces mollusques sont surtout très-abondants vers le niveau de la marée basse, la proportion du carbonate de chaux doit naturellement augmenter. On peut ajouter encore qu'au niveau de la marée haute, les lames brisent avec une grande violence, et par suite elles détruisent rapidement les coquilles. L'augmentation du carbonate de chaux dans le dépôt que forme l'Océan à marée basse peut donc s'expliquer d'une manière simple.

— Cependant il y a des plages qui font exception à la règle, et alors il convient d'en distinguer deux catégories, suivant qu'elles sont bordées par un rivage calcaire, ou bien suivant que des coquilles ont été accumulées vers le niveau de la marée haute.

1° Comme exemple de plages de la première catégorie, je citerai celles de Saint-Jean-de-Luz, de Biarritz, de Trouville, du Calvados, du Bas Boulonnais qui sont dominées par des falaises calcaires.

On comprend que le dépôt de marée haute, par cela même qu'il est plus rapproché de ces falaises, puisse contenir une proportion

plus grande de leurs débris. Et même, si l'on considère le cordon littoral qui résulte des plus hautes marées, la différence devient encore plus considérable ; c'est facile à constater dans le Bas Boulonnais.

Maintenant, lorsque les falaises sont formées par un calcaire très-friable comme la craie, leurs débris se délaient très-rapidement dans la mer ; le plus souvent ils se retrouvent à peine dans le dépôt de marée haute. C'est pourquoi nous avons toujours obtenu plus de carbonate de chaux dans le dépôt de marée basse qui borde les falaises crayeuses de la Normandie et de la Picardie. Le long de ces côtes, le cordon littoral lui-même ne présente généralement que des galets de silex.

2° Dans différentes circonstances, des bancs de nullipores ou de mollusques s'observent au niveau de la marée haute.

Ainsi, sur les côtes de Bretagne, des nullipores ont été plus ou moins relevés et quelquefois même émergés, par suite d'un soulèvement local du rivage, en sorte qu'ils tendent à introduire du carbonate de chaux dans le dépôt de marée haute.

A l'embouchure de la Canche, en Picardie, il existe également des accumulations de coquilles marines au-dessus de la marée basse.

Enfin, observons que les mollusques sécrétant un têt calcaire sont assez rares sur certaines plages sableuses comme celles des Landes et des Pays-Bas ; mais, comme leurs débris offrent aux vagues plus de résistance que le sable, ils sont habituellement rejetés vers la haute mer au niveau de laquelle ils deviennent plus abondants. Il n'est donc pas étonnant que dans ce cas encore, le dépôt de marée haute soit quelquefois le plus riche en carbonate de chaux ; c'est, par exemple, ce que j'ai constaté à Arcachon et à Sheveningue. D'ailleurs, par cela même que ces plages sableuses sont relativement pauvres en mollusques, la différence est toujours très-faible et le résultat varie, tantôt dans un sens, tantôt dans un autre.

— On voit donc que dans l'Océan, le dépôt de marée basse contient généralement plus de carbonate de chaux que celui de marée haute, et c'est surtout aux débris de mollusques qu'il faut attribuer cet accroissement.

Cette loi souffre, il est vrai, des exceptions ; mais elles s'expliquent

très-bien par le voisinage d'un rivage calcaire ou par des accumulations de coquilles vers la marée haute.

Comparaison du dépôt littoral pendant les vives et les mortes eaux.

Les grandes marées d'équinoxe ou des syzygies s'élèvent plus haut et descendent plus bas que les marées ordinaires ; par cela même qu'elles sont plus agitées, on les nomme marées de vives eaux, tandis que les autres sont les marées de mortes eaux. Mais on conçoit que ces variations dans les marées doivent produire des variations correspondantes dans le dépôt littoral ; car les marées de vives eaux peuvent atteindre et déplacer des débris se trouvant au-dessus du niveau habituel de la mer. En outre, elles mettent en mouvement des débris plus gros, et elles agitent le sable du rivage jusqu'à une plus grande profondeur.

Il était surtout intéressant de rechercher comment variait la proportion du carbonate de chaux ; c'est ce que j'ai fait en la comparant dans les dépôts formés au niveau de la basse mer, sur une même plage, pendant les vives et les mortes eaux :

LOCALITÉS.	CARACTÈRES DU DÉPÔT LITTORAL.	Carbonate de chaux.	
		Mortes eaux.	Vives eaux.
Boulogne Saint-Valery, en face le mât des signaux. Calais.	Sable quartzeux avec glauconie et coquilles.	4,1	7,3
	Sable quartzeux avec glauconie et coquilles	6,4	9,2
	Sable quartzeux avec glauconie, silix, mica argenté et coquilles.	7,7	8,9
Dunkerque, à 500 mètres à l'est du Port.	Sable gris jaunâtre avec silix, glauconie, mica argenté	6,4	12,9
Dunkerque, à 3 kilom. à l'est du Port.	Sable grisâtre avec fragments de silix.	9,2	12,7
Dunkerque à 4 kilom. à l'Ouest du Port.	Sable gris verdâtre, avec silix, glauconie	12,6	11,9

On voit par le tableau précédent que le dépôt de basse mer contient ordinairement plus de carbonate de chaux au niveau des vives eaux qu'au niveau des mortes eaux. Ce résultat s'accorde du reste avec la loi constatée précédemment que le carbonate de chaux augmente généralement lorsqu'on descend à une plus grande profondeur dans la mer.

Dépôts sous-marins.

Comparaison du dépôt littoral avec le dépôt sous-marin.

Jusqu'à présent, nous avons étudié le dépôt littoral des côtes de France et ses variations dans les limites des marées ; il convient maintenant d'examiner quelle est la composition minéralogique du dépôt sous-marin, c'est-à-dire de celui qui se trouve à une certaine profondeur sous la mer. En même temps, il sera intéressant de la comparer au dépôt littoral des côtes voisines.

Voici d'abord un tableau qui permet de comparer facilement le carbonate de chaux ; je résumerai d'ailleurs à la suite les principaux résultats des recherches que j'ai faites sur divers dépôts sous-marins provenant des mers de France.

Comparaison du carbonate de chaux contenu dans le dépôt littoral et dans le dépôt sous-marin.

Département ¹⁴	LOCALITÉS.	POINTS où le dépôt a été pris.	Carbonate de chaux.	
ALPES-MARITIMES.	Golfe de la Napoule, près de Cannes . .	sur la plage.	4,5	
	A 2 kilomètres à l'Ouest de Cannes. . .	sous l'eau à 3 ^m .	13,0	
	VAR.	Isthme des Sablettes.	sur la plage.	8,3
			sous l'eau à 2 ^m ,5.	1,4
		Rayolet ; rade de Bruse	sur la plage.	0,7
			sous l'eau à 2 ^m ,5.	traces
		Saint-Nazaire	sur la plage.	48,4
			sous l'eau à 2 ^m ,5.	18,0
		Bandol	sur la plage.	49,2
			sous l'eau à 2 ^m ,5.	41,0
	Legnes	sur la plage.	53,1	
		sous l'eau à 2 ^m ,5.	55,6	
BOUCHES-DU-RHÔNE.	A 30 ^m du cap Janet, vers Nord-Est des îles du Frioul	sous l'eau à 3 ^m	84,0	
	A 100 ^m du cap Janet, vers Nord-Est des îles du Frioul	id.	7	
	A 800 mètres du cap Janet, à l'extérieur du cap Pined.	id.	20	
	A environ moitié de la distance entre les deux caps ci-dessus.	id.	50	
			51,6	

Départem ^{ts}	LOCALITÉS.	POINTS où le dépôt a été pris.	Carbonate de chaux.
BOUCHES- DU-RHÔNE.	A 1500 ^m de la pointe Nord-Est des îles du Frioul, vers le cap Janet	sous l'eau à 55 ^m	46,9
	A 250 ^m de la pointe Nord-Est des îles du Frioul, vers le cap Janet	id. 42	63,6
	A 80 ^m de la pointe Nord-Est des îles du Frioul, vers le cap Janet	id. 31	91,2
	A 650 ^m du château d'If, dans la direction de l'île de Maïre	id. 31	75,6
	Au quart de la distance du château d'If vers la pointe Ouest de l'île de Maïre.	id. 37	71,5
	A moitié de la distance du château d'If vers la pointe Ouest de l'île de Maïre.	id. 38	80,8
	Aux trois quarts de la distance du château d'If vers la pointe Ouest de l'île de Maïre	id. 42	94,9
	A 1000 ^m environ de l'île de Maïre et dans la direction des îles de Jarres.	id. 39	51,5
	A 300 ^m au Sud de la pointe Ouest de l'île de Maïre, dans la direction du château d'If.	id. 37	98,4
	A 1000 ^m au sud de la pointe Ouest de de l'île de Maïre, dans la direction du château d'If	id. 53	58,3
	Port de Bouc (dans la passe du)	id. 7	24,7
	Golfe de Fos, vis-à-vis le port de Bouc.	id. 20	34,0
	Id. Id.	id. 23	36,4
	Id. Id.	id. 23	35,5
	Id. près la barre du Rhône.	id. 8	36,5
	Golfe des Saintes-Maries, devant le grau de Giraud	sur la plage.	17,4
	Golfe des Saintes-Maries, à 700 ^m du rivage	sous l'eau à 6 ^m	24,8
	Golfe des Saintes-Maries, près de la pointe du Sablon	sur la plage.	17,5
	Golfe des Saintes-Maries, à 600 ^m du rivage	sous l'eau à 6 ^m	24,1
	Golfe des Saintes-Maries, près de l'extrémité Ouest de l'étang du Tampan.	sur la plage.	16,8
	Golfe des Saintes-Maries, près de l'extrémité Ouest de l'étang du Tampan.	sous l'eau à 9 ^m	36,0
	Golfe des Saintes-Maries, près de l'extrémité Ouest de l'étang du Tampan.	id. 12	29,6
AUDE.	Près de Saint-Pierre.	sur la plage.	34,8
	Id.	sous l'eau à 2 ^m ,5.	24,1
	Près de Montaulieu.	sur la plage.	40,1
		sous l'eau à 2 ^m ,5	22,4
	Entre le grau de Grazel et le grau de Madelle.	sur la plage.	30,4
		sous l'eau à 2 ^m ,5	25,2
	Entre le grau Vieille-Nouvelle et Gruissan (au milieu).	sur la plage.	50,3
		sous l'eau à 2 ^m ,5.	21,8
	Port de la Nouvelle, à l'entrée du port.	sur la plage.	11,5
		sous l'eau à 2 ^m ,5	12,8
Au-dessus de l'entrée de l'étang de la Palme	sur la plage.	1,8	
	sous l'eau à 2 ^m ,5	7,8	

Départem ^{ts}	LOCALITÉS.	POINTS où le dépôt a été pris.	Carbonaté de chaux.
AUDE.	Grau de Lafranqui	sur la plage.	1,5
		sous l'eau à 2 ^m ,5	1,7
	Entre Leucate et grand grau de Leucate.	sur la plage.	traces
PYRÉNÉES-ORIENTALES.	Entre le petit grau de Leucate et la limite du département	sous l'eau à 2 ^m ,5	traces
	Entre la limite du département et le grau de Saint-Laurent	sur la plage.	4,0
		sous l'eau à 2 ^m ,5	traces
FINISTÈRE.	A l'embouchure de l'Agly	sur la plage.	traces
		sous l'eau à 2 ^m ,5	traces
	Goulet de Brest	sur la plage.	71,1
	Rade de Brest, chenal de la Penfeld	sous l'eau à 16 ^m	60,3
	Id. chenal de la rivière de Landerneau	id. à 18 ^m ,5	91,1
	Anse des Blancs-Sablons, près Conquet.	sur la plage.	27,0
	Grande rade de Conquet	sous l'eau à 12 ^m	70,2
	Baie de Lochrist, au Sud-Ouest de Conquet	id. à 13 ^m	64,6
	Au Sud-Ouest de la pointe de Saint-Mathieu	id. à 28 ^m	67,3
	Au nord de Conquet	sur la plage.	27,0
	Devant la baie des Blancs-Sablons	sous l'eau à 26 ^m	52,0
	Ile d'Ouessant, extrémité sud	sur la plage.	7,0
	Id. baie de Lampaul	sous l'eau à 22 ^m	15,1
	Id. id. Pennaroc'h	id. à 21 ^m	50,7
	MANCHE.	Anse de Gouven, Quefeletz	sur la plage.
A droite de l'embouchure de l'Aber-Benoist		sous l'eau à 22 ^m	15,1
Cherbourg, dans l'avant-port, ouvert avant 1813		sur la plage.	18,4
Cherbourg, rade ordinaire des bâtiments de guerre		sous l'eau à 15 ^m	37,2
Au Nord-Est de Sainte-Mère-l'Eglise, au Nord de Carentan		sur la plage.	22,1
Au Sud de l'île Saint-Marcouf		sous l'eau à 13 ^m	23,0
Id. id.		id. à 13	42,8
Id. id.		id. à 3	66,8
Au nord id.		id. à 14	30,2
A l'Est de Maisy		sur la plage.	40,9
CALVADOS.	Au Nord id.	sous l'eau à 13 ^m	25,0
	Au Nord-Ouest de Saint-Pierre-du-Pont.	sur la plage.	34,0
	Id. id.	sous l'eau à 13 ^m	33,8
PAS-DE-CALAIS.		sur la plage h ¹ m.	3,8
	Etaples, au Sud du banc d'huîtres le Mi-roquois	sous l'eau à 18 ^m	9,1
		id. à 9 ^m	6,0
		id. à 21	13,8
		sur la plage h ¹ m.	4,0
	Boulogne, au banc d'huîtres nommé le Sapin	sous l'eau à 10 ^m	7,8
	id. à 15	22,4	
	id. à 20	20,0	
	Boulogne, sur le haut fond nommé la Bassure	id. à 24	21,6

MÉDITERRANÉE.

Commençons par la Méditerranée pour laquelle des collections bien complètes m'ont été envoyées par MM. Pascal, Moffre et Lonclas.

ALPES-MARITIMES, VAR, HÉRAULT.— Sur les côtes des départements du Var, des Alpes-Maritimes, de l'Hérault, j'ai d'abord comparé une double série d'échantillons pris sur le rivage et à une profondeur qui était seulement de 2^m,50 au-dessous du niveau de l'eau. Il est facile de reconnaître qu'ils présentent déjà des différences bien marquées dans leurs caractères physiques et minéralogiques.

Ainsi, à l'isthme des Sablettes, dans les rades de Bruse et de Saint-Nazaire, le dépôt qui se forme au niveau de la mer est un gravier qui dépasse souvent 1 centimètre, tandis qu'à 2^m,50 de profondeur, c'est un sable plus ou moins fin. Cette faible différence de niveau suffit donc pour que la grosseur du grain diminue déjà d'une manière très-notable.

Du reste, les changements dans la composition minéralogique du dépôt ne sont pas moindres ; car le gravier est essentiellement composé de roches appartenant à la côte ou bien aux bassins hydrographiques qui s'y déversent, tandis que le sable sous-marin pris à 2^m,50 de profondeur se montre quelquefois plus riche en quartz. Il faut attribuer ce résultat à ce que le sable provient, au moins en partie, de la trituration du gravier qui se trouve au niveau de la mer ; et, comme le quartz est le minéral le plus dur, sa proportion tend naturellement à augmenter.

Lorsque le dépôt littoral est du sable fin, le dépôt qui se forme à une certaine profondeur sur la même côte peut ne pas en différer physiquement et par l'apparence extérieure ; c'est, par exemple, ce que l'on observe dans la Baie de la Ciotat et aux environs du Port de la Nouvelle. Cependant, en attaquant ces dépôts par l'acide et en dosant leur carbonate de chaux, j'ai reconnu qu'il existe encore des différences bien marquées. (Voir le tableau précédent.)

Considérons en premier lieu une côte sur laquelle le dépôt littoral ne contient pas d'autre carbonate de chaux que celui secrété par les mollusques. Il peut arriver que ce carbonate varie très-peu ou qu'il aille même en diminuant avec la profondeur ; c'est ce qui

s'observe notamment sur les plages de Rayolet, de Bandol, de Saint-Nazaire et à l'isthme des Sablettes. Ce résultat ne s'accorde pas, il est vrai, avec ce que nous avons obtenu dans l'Océan, puisque, même dans la limite des marées, le carbonate de chaux augmente avec la profondeur; toutefois, il est exceptionnel et il doit être attribué à ce que les mollusques sont quelquefois très-peu nombreux sur des côtes graveleuses et quartzieuses, comme celles qui viennent d'être indiquées. D'ailleurs, dès que les mollusques sont abondants, le carbonate de chaux augmente de plusieurs centièmes, même à la profondeur de quelques mètres; c'est, par exemple, ce qui a été bien constaté sur les plages de Legnes et de Cannes.

LA NOUVELLE. — Dans le département de l'Aude, sur toute la côte au Nord de La Nouvelle, le sable qui se dépose renferme plus de carbonate de chaux au niveau de l'eau qu'à une profondeur de 2^m,50; tandis que sur la côte au Sud du même port, c'est absolument l'inverse. Bien que la profondeur soit très-petite, les différences varient quelquefois de plus du simple au double.

Ces anomalies apparentes s'expliquent aisément par la constitution géologique de ce rivage même. En effet, au Nord de La Nouvelle, la côte est immédiatement bordée par les montagnes crétacées de la Clappe sur les flancs desquelles de petits cours d'eau se jettent dans la mer et entraînent du calcaire dans le dépôt supérieur. Mais au Sud de La Nouvelle, les étangs de la Palme et de Leucate sont interposés entre la côte et les collines crétacées, en sorte qu'il n'en est généralement plus de même.

ILES LERINS. — Il est facile de comprendre aussi pourquoi l'arène graveleuse déposée à la profondeur de 5 mètres, dans l'étroit canal qui sépare les îles Lerins, contient 73 0/0 de carbonate de chaux, c'est-à-dire une quantité moindre que celle trouvée dans l'arène engendrée au niveau de l'eau sur les flancs calcaires de ces mêmes îles.

BOUCHES-DU-RHÔNE. — Examinons maintenant les dépôts marins recueillis par des profondeurs plus grandes et au voisinage des Bouches-de-Rhône. Ils sont formés de sable fin ou bien de vase et leur proportion de carbonate de chaux est supérieure à celle du dépôt

littoral voisin. C'est, par exemple, ce qu'il est facile de constater dans le golfe des Saintes-Maries où le dépôt littoral contient moins de 20 pour 100 de carbonate de chaux, tandis qu'à la profondeur de plusieurs mètres, il en renferme toujours davantage. Dans le golfe de Fos, le dépôt marin devient encore plus riche en carbonate de chaux, car par des profondeurs de 20 mètres il en contient moyennement 35 pour 100.

GOLFE DE MARSEILLE.— Dans le golfe de Marseille, le dépôt marin est généralement une vase marneuse gris-verdâtre dans laquelle il y a un peu de quartz hyalin, du silex, de l'argile grise et de rares paillettes de mica blanc argenté ; cependant par des profondeurs supérieures à 30 mètres il peut aussi passer à un sable fin et même à un gravier calcaire. Il renferme d'ailleurs de nombreux débris de coquilles et de fucus. Si l'on compare comment varie le carbonate de chaux dans les dépôts pris sur une ligne brisée menée du cap Janet au château d'If et à l'île de Maïre, on voit qu'il diminue généralement à mesure qu'on s'éloigne des falaises calcaires et que la profondeur augmente ; c'est facile à concevoir et conforme à ce que nous avons observé précédemment.

De plus, dans le golfe de Marseille, il y a toujours beaucoup de carbonate de chaux dans le dépôt marin. Ainsi, par des profondeurs dépassant 50 mètres, je n'en ai pas trouvé moins de 45 pour 100 et quelquefois il y en a plus de 95.

Ce résultat est très-différent de celui qui vient d'être obtenu dans le golfe des Saintes-Maries ou de Fos ; mais il faut observer que le golfe de Marseille est entièrement découpé dans des falaises calcaires appartenant au tertiaire, au crétaé, au jurassique, en sorte que leurs débris doivent tendre à augmenter le carbonate de chaux dans le dépôt marin qui se forme dans leur voisinage.

Remarquons même que le carbonate de chaux diminue successivement dans le dépôt marin des golfes de Marseille, de Fos, des Saintes-Maries, c'est-à-dire à mesure qu'on s'éloigne des falaises calcaires. La différence est très-sensible pour ces trois golfes qui sont cependant contigus et relativement peu profonds ; elle l'est malgré le courant Nord de la Méditerranée qui doit entraîner vers l'Ouest les parcelles calcaires fournies par le golfe de Marseille,

Il est donc évident que dans la Méditerranée, une côte calcaire tend à augmenter le carbonate de chaux, même dans le dépôt marin qui se forme à une grande profondeur.

— En résumé, dans une mer intérieure comme la Méditerranée, qui n'est pas soumise aux agitations des marées, un changement de niveau de quelques mètres suffit déjà pour faire varier d'une manière très-notable la quantité de carbonate de chaux ainsi que les caractères physiques du dépôt marin.

La composition minéralogique d'un dépôt marin est d'ailleurs une fonction très-complexe et qui dépend de plusieurs variables. Si l'on considère seulement le carbonate de chaux, il peut provenir de deux sources bien distinctes ; il est fourni d'abord par les mollusques qui habitent la mer, et il augmente au-dessous de son niveau. D'un autre côté, lorsqu'il est fourni par la côte elle-même ou par son bassin hydrographique, il peut au contraire diminuer avec la profondeur.

Quand un golfe est découpé dans une côte calcaire, son dépôt marin se montre, toutes choses égales, plus riche en carbonate de chaux.

Océan.

Dans l'Océan, les marées nous ont permis d'étudier les changements que présente le dépôt marin jusqu'à la profondeur de plusieurs mètres ; nous n'avons pas à y revenir, et il suffira maintenant d'examiner pour quelques points, les dépôts qui se forment à des profondeurs plus grandes.

FINISTÈRE. — Autour du Finistère, M. l'ingénieur de Carcaradec m'a fait recueillir des échantillons par des profondeurs variant de 10 à 40 mètres ; et il est facile de reconnaître qu'ils sont composés des débris fournis par les roches de la côte mélangés avec une quantité variable de coquilles. C'est d'ailleurs ce qui résulte clairement du triage de 3 de ces échantillons que j'avais d'abord traités par l'acide pour les débarrasser de leur carbonate de chaux.

I. Sable gris blanchâtre, coquillier ; à 13 mètres de profondeur ; baie de Lochrist, près du Conquet.

II. Gravier feldspathique jaunâtre ; à 20 mètres ; attériage de l'Abervrach, à 1 mille du N.-O. de l'île de la Vierge.

III. Gravier sableux et feldspathique, jaune brunâtre ; à 21 mètres ; baie de Stiff, îles d'Ouessant.

	Lochrist.	Abervrach.	Ouessant.
Quartz hyalin retenant encore un peu de feldspath ou de mica.	18,9	23,7	50,8
Quartz vert noirâtre imprégné de chlorite.	"	0,1	"
id. brun jaunâtre, opaque, gravier anguleux	4,4	"	"
id. blanc et grenu d'un quartzite.	"	1,2	"
Orthose blanchâtre ou jaunâtre.	"	27,5	"
id. rosâtre.	"	4,4	"
id. blanc retenant un peu de quartz.	4,3	"	"
Feldspath blanc jaunâtre, avec orthose rose et un peu de quartz hyalin.	"	"	39,8
Mica vert, brun tombac ou blanc argenté.	0,3	0,2	0,2
Granite gris noirâtre	"	0,5	"
id. à 2 micas, l'un vert foncé, l'autre vert clair.	"	36,4	"
Micaschiste quartzeux avec mica argenté et brun tombac.	6,0	"	"
id. vert ou blanchâtre argenté.	0,2	0,1	2,8
id. jaunâtre décomposé.	"	0,4	"
Quartzite blanc, grenu, pauvre en mica.	0,8	"	"
Grenat rouge avec un peu de staurotide brune et fer oxydulé.	0,4	"	"
Plantes marines.	0,1	"	"
Coquilles brisées	64,6	5,5	6,4
	100,0	100,0	100,0

On peut observer que dans la baie de Lochrist ouverte dans les micaschistes, le dépôt contient beaucoup moins de feldspath qu'à l'Abervrach et aux îles d'Ouessant, où les côtes sont granitiques. Ainsi, les dépôts sous-marins avoisinant le Finistère sont en partie formés des débris provenant de leurs bassins hydrographiques ; à ces débris vient s'ajouter du carbonate de chaux qui est secrété par les mollusques. La proportion de ce dernier est variable et quelquefois très-considérable ; car, dans la rade de Brest, bien qu'elle soit au plus de quelques centièmes pour le dépôt littoral à la profondeur d'une vingtaine de mètres seulement, elle s'élève à 80 p. 0/0 dans le chenal de la Penfeld et même à 91 dans la rivière de Landerneau.

Autour des îles d'Ouessant, le carbonate de chaux tend aussi à augmenter dans la profondeur, mais d'une manière assez inégale ; par une vingtaine de mètres de profondeur, il est de 6 dans la baie de Stiff, de 15 dans celle de Lampaul et il s'élève à 51 dans celle de Pennaroc'h. D'un autre côté, à l'Abervrach, il y a seulement des traces de carbonate de chaux dans le dépôt du rivage comme dans celui qui se forme à la profondeur de 15 mètres.

BAIE DE GRANVILLE. — Considérons encore les dépôts sous-marins de la baie de Granville. Des échantillons de ces dépôts ont été mis à ma disposition par M. Deslandes, Ingénieur en chef des ponts et chaussées. Ils consistent surtout en graviers qui sont très-riches en débris de coquilles. On y distingue des anomies, des huitres, diverses bivalves, des serpules, des trochus, des foraminifères et en outre beaucoup de maerl vermiculaire. Les coquilles sont souvent intactes et parfaitement conservées; il est d'ailleurs facile de s'en rendre compte, car au-dessous des marées, les eaux de la mer sont moins agitées que près de la surface.

En dissolvant le carbonate de chaux par un acide, on peut faire aisément le triage des roches qui sont mélangées aux coquilles. Voici, par exemple, ce que j'ai observé dans un gravier coquillier jaunâtre, pris à 5 milles à l'ouest de la grande île de Chaussey.

<i>Île de Chaussey.</i>	
Quartz hyalin blanc ou grisâtre.	9,1
Id. id. rougeâtre.	0,4
Quartzite gris ou blanchâtre.	7,4
Id. micacé, schistoïde, gris-noirâtre.	1,2
Débris quartzeux et feldspathiques provenant des schistes cristallins.	1,0
Schiste noirâtre.	0,1
Mica noir, glauconie moulée dans un foraminifère.	traces
Argile mélangé au résidu de l'attaque par l'acide.	1,9
Coquilles et maerl.	78,6
	99,7

L'île Chaussey est granitique, mais la nature des dépôts que la mer forme à l'Ouest de cette île paraît indiquer un fond composé de roches quartzieuses et appartenant au terrain de transition.

Tous les échantillons provenant des sondages faits dans la baie de Granville contiennent d'ailleurs de nombreux débris de coquilles et par suite une très-forte proportion de carbonate de chaux. Pour un certain nombre d'entre eux, j'en ai même trouvé plus de 90 pour 100. Dans cette baie où les marées atteignent une hauteur plus grande que sur aucun autre point des côtes de France, les mollusques se développent donc avec une abondance exceptionnelle. Aussi les dépôts sous-marins de la baie de Granville ont-ils beaucoup plus de carbonate de chaux que les dépôts du rivage voisin.

COTENTIN.—Autour du Cotentin, les dépôts sous-marins sont essentiellement sableux ; sur quelques points ils passent cependant soit au gravier, soit au sable vaseux.

Tandis que le dépôt littoral contient peu de carbonate de chaux, on en trouve souvent beaucoup dans le dépôt sous-marin. Ce carbonate de chaux est fourni par les mollusques. Sa proportion peut dépasser 60 pour 100 autour des îles Tatihou et Saint-Marcouf, à l'Est de la presqu'île du Cotentin. Du reste, elle tend à augmenter avec la profondeur et à mesure qu'on s'éloigne des côtes ; c'est ce qu'on peut facilement constater au large de Cherbourg.

Vers 7 kilom. au N.-O. de Flamanville, le dépôt est un gravier sableux, très-coquillier et de couleur gris verdâtre. On y trouve environ 28 pour 100 de carbonate de chaux. Le résidu graveleux insoluble dans l'acide étant débarrassé du sable fin par le tamis, a été soumis au triage et a donné :

Flamanville.

Quartz hyalin blanc jaunâtre.....	47
Quartzites gris verdâtres ou jaunâtres, avec mica argenté ou vert, souvent en plaquettes arrondies.....	16
Débris granitiques variés comprenant quartz hyalin, orthose fauve, feldspaths, micas, petrosilex, grenat.....	37

On reconnaît très-bien, dans ce dépôt, l'orthose fauve du granite de Flamanville qui forme la côte voisine, mais le quartz hyalin est toujours le minéral dominant, même dans le résidu graveleux.

L'examen minéralogique des dépôts sous-marins qui environnent la presqu'île du Cotentin montre qu'ils proviennent essentiellement de la trituration des roches voisines ; à ces débris viennent s'ajouter ceux des mollusques vivant sur la côte. Dans les parties où les parois sont granitiques, comme autour de Flamanville et de Barfleur, le dépôt renferme beaucoup de quartz hyalin, ainsi que de l'orthose et des micas fournis par les granites ; mais, généralement, il contient surtout des débris du terrain de transition, particulièrement des quartzites et des micachistes gris verdâtres ayant la forme de plaquettes arrondies. Quant à l'argile résultant de la destruction des schistes, elle est entraînée avec les parcelles microscopiques par les courants qui balayent le fond de la Manche.

PAS-DE-CALAIS. — Il était particulièrement intéressant d'examiner le sable du Pas-de-Calais et je me suis adressé à un armateur, M. Lonquety, qui a bien voulu en faire recueillir près d'Étaples et de Boulogne. Les échantillons ont été pris en s'éloignant de la côte et en allant vers deux bancs d'huîtres, l'un nommé le Sapin près de Boulogne, l'autre le Miroquois près d'Étaples.

Constatons d'abord que le sable du Pas-de-Calais contient plus de carbonate de chaux que celui du rivage. Tandis qu'il y en a 4 pour 100 dans le sable de haute mer à Boulogne, on en trouve plus de 20 dans celui qui est à 15 mètres de profondeur. De même sa proportion qui est de 3,8 sur la grève d'Étaples s'élève à 13,8 à une profondeur de 21 mètres.

Sur le haut fond qui est à la profondeur de 9 mètres, entre Étaples et le banc Miroquois, le carbonate de chaux se réduit d'ailleurs à 8,3. Bref, la comparaison des résultats obtenus montre que près du rivage le carbonate de chaux contenu dans le dépôt du Pas-de-Calais va en augmentant avec la profondeur. Ce sont surtout les têts de mollusques qui fournissent ce carbonate de chaux ; indépendamment d'une multitude de coquilles, on y distingue des bryozoaires et quelques foraminifères. Cependant il y a aussi de la craie blanche et des calcaires gris jaunâtres qui se sont conservés, particulièrement lorsque leurs grains étaient plus ou moins siliceux.

Parmi les principaux débris observés dans le sable coquillier du Pas-de-Calais, il faut toujours signaler le quartz hyalin qui est même le minéral le plus abondant ; quelques-uns de ses grains peuvent être colorés en vert ou en bleu. Il y a de plus beaucoup de silex qui est anguleux, de couleur noire, brunâtre ou blanche ; il y a aussi de la meulière, des grès, de la glauconie qui s'est moulée à l'intérieur de foraminifères et de rares paillettes de mica. On y rencontre même de la craie qui est en grains blancs légers et arrondis. Comme la craie se délaye très-facilement dans l'eau de mer, ce résultat peut paraître bizarre, mais il faut observer qu'elle forme en partie le fond même du canal : de plus, les grains que j'ai essayés appartenaient à une craie dure, siliceuse, qui laissait dans l'acide un squelette de silice blanche plus ou moins friable, représentant un cinquième de

leur poids. Du granite, du porphyre, de la diorite et des débris pétersiliceux se trouvent encore dans le Pas-de-Calais et leur présence mérite d'être remarquée.

Voici les résultats donnés par le triage du gravier grossier pris au large d'Étaples, à 23 mètres de profondeur ; on a opéré seulement sur la partie retenue par un tamis dont les mailles présentaient un carré ayant 3 millimètres de côté.

Pas-de-Calais.

Quartz hyalin	1,0
Silex et meulière	40,3
Grès jaunâtre	10,7
Granite rosâtre et granite avec orthose fauve et mica vert noirâtre.	4,0
Porphyre gris verdâtre.	1,6
Schiste pétersiliceux	0,2
Ocre brune.	0,3
Craie siliceuse contenant 3,2 de silice blanche en partie friable et pulvérulente	13,3
Calcaire compacte gris jaunâtre.	2,2
Coquilles brisées	23,3
	100,0

Bien que le quartz forme la plus grande partie du dépôt total, ses grains sont très-petits, c'est pourquoi il en reste aussi peu sur le tamis. Le silex et la meulière atteignent au contraire plusieurs centimètres. Quant aux débris de mollusques, ils sont de dimensions très-variables.

Les granites et surtout les porphyres, lorsqu'ils ne sont pas altérés par une décomposition, se présentent en grains assez irréguliers, mais parfaitement polis. Ils ne ressemblent, d'ailleurs, ni à ceux de la Manche, ni à ceux du bassin de la Seine, en sorte qu'ils viennent d'une grande distance, probablement de la Scandinavie, et alors leur transport doit être antérieur à l'époque actuelle.

— Quoiqu'il en soit, les dépôts sous-marins des côtes de France dans l'Océan sont essentiellement formés des débris fournis par ces côtes ou par leurs bassins hydrographiques. Ils sont mélangés en proportion variable avec des calcaires secrétés par des mollusques, par des invertébrés ou même par des plantes ; d'un autre côté, leur teneur en carbonate de chaux est généralement supérieure à celle des dépôts du rivage.

CHAPITRE XIII

Répartition des Mollusques et des invertébrés sur les côtes de France

Les recherches qui viennent d'être faites sur le dépôt littoral de la France, fournissent des données intéressantes sur l'habitat des mollusques qui peuplent nos côtes. Déjà cette question a appelé d'une manière spéciale l'attention d'Alcide d'Orbigny, d'Agassiz, de Forbes, de Milne Edwards, de Mac Andrew, de Woodward, de Jeffreys, de Petit de la Saussaye, de P. Fischer, de Folin et de plusieurs autres naturalistes. Elle a du reste beaucoup d'importance, surtout au point de vue géologique ; car en étudiant comment les mollusques marins sont répartis à l'époque actuelle, il sera possible d'apprécier comment ils l'étaient aux époques antérieures. (Carte n° I et Pl. A, fig. 6.)

Les têts calcaires du dépôt littoral sont surtout fournis par des mollusques qui habitent dans le voisinage et à une petite profondeur.

On a vu que les têts calcaires secrétés par les mollusques et par les invertébrés marins sont très-fréquents dans le dépôt littoral, et qu'ils peuvent même le constituer presque entièrement ; mais il est d'abord nécessaire de rechercher s'ils proviennent du large ou bien au contraire de la côte.

D'abord, les mollusques nageurs ou de haute mer peuvent laisser leurs dépouilles sur un rivage ; c'est ce qui a lieu lorsqu'ils y sont poussés, après leur mort, par des courants.

Les foraminifères, qui rampent au fond de la mer et secrètent une carapace en carbonate de chaux qui est très-légère, seront aussi facilement entraînés par les courants sous-marins. D'un autre côté, cette carapace est extrêmement friable, en sorte qu'elle sera rapidement détruite dans le transport. Autour de la France, en particulier, les foraminifères sont nombreux dans les golfes qui avoisinent l'embouchure de nos fleuves ; or, tandis qu'ils pullulent dans le

golfe de Fos, ils deviennent plus rares à l'Est des Bouches-du-Rhône. Leur inégale répartition sur des points même rapprochés, paraît donc indiquer qu'ils vivent le plus souvent dans le voisinage des fonds sur lesquels on trouve leurs carapaces.

Si l'on examine maintenant les invertébrés dont les têts calcaires s'accumulent sur nos côtes, on reconnaît que ce sont surtout des gastéropodes, des bivalves, des échinodermes, des bryozoaires, des foraminifères et des balanes. Autour de la Bretagne, il y a aussi une énorme proportion de nullipores ou de végétaux marins s'encroûtant de calcaire. C'est seulement lorsque ces têts seront très-légers, comme cela a lieu notamment pour les foraminifères, pour les bryozoaires et pour les débris ou les radioles d'échinodermes qu'ils pourront provenir d'une certaine profondeur. Mais il n'en sera pas de même pour les têts qui sont pesants et qui atteignent de grandes dimensions. Par exemple, les huitres, les moules, les nullipores, qui constituent des bancs exploités, soit pour l'alimentation, soit pour l'amendement des terres, commencent à se montrer vers le niveau inférieur des marées ; or, il est probable que quand leurs débris ont été ramenés sur le rivage, ils proviennent d'une profondeur qui reste assez faible et ne dépasse guère une dizaine de mètres.

Et il est facile de s'en rendre compte ; il ne suffit pas, en effet, que les lames de fond puissent simplement déplacer les têts calcaires ; il faut encore qu'elles conservent assez de force pour leur faire remonter la pente de la côte sous-marine et pour les rejeter sur le rivage.

D'autres faits démontrent d'ailleurs que les têts calcaires ne proviennent pas d'une grande distance ; car ils sont souvent plus gros que les roches avec lesquelles ils se trouvent mélangés. De plus, ils restent généralement anguleux, bien que le calcaire, même le plus dur et le plus compacte, s'use toujours rapidement par l'action des vagues et ne soit jamais dans le dépôt littoral qu'à l'état de galet bien arrondi. Ajoutons enfin que les roches qui les accompagnent sont de même essentiellement fournies par le rivage, à moins qu'elles n'aient un grain assez fin pour permettre leur transport par les courants.

Les mollusques qui se rencontrent dans le dépôt littoral n'ont donc pas été arrachés par les vagues à une grande profondeur et ils n'ont

pas été charriés non plus à une grande distance ; le nombre de ceux qui viennent de la haute mer est également très-limité. La plupart vivaient sur la côte, à un petit nombre de mètres au-dessous du niveau inférieur de la mer, et même beaucoup d'entre eux se trouvaient dans la zone du balancement des marées.

1° — Influence de la côte sur la nature et sur le développement des mollusques.

Le dépôt littoral contient généralement des têts calcaires secrétés par les mollusques ou par les invertébrés marins et, d'après ce qu'on vient de voir, il en a d'autant plus qu'ils sont plus abondants dans le voisinage. Comme la mer est inégalement agitée près de sa surface, l'usure de ces têts n'est pas la même, il est vrai, sur des points différents du rivage ; cependant l'étude du dépôt littoral, permet de connaître quels sont les mollusques qui vivent sur chaque côte près du niveau des marées ; toutes choses égales, elle permet même d'apprécier la proportion des différentes espèces.

On voit du reste ces espèces changer lorsqu'on suit le rivage et leur abondance est aussi très-variable.

Maintenant lorsque le dépôt littoral ne renferme pas de débris provenant de roches calcaires, ce qui arrive assez fréquemment, le dosage de son carbonate de chaux indique de suite la proportion de débris coquilliers qu'il renferme.

Mollusques propres à chaque côte.

La nature des mollusques varie beaucoup avec la nature des côtes qu'ils habitent ; c'est, en effet, ce qui a été bien constaté par A. d'Orbigny pour celles de France.

Sur les roches, on observe généralement les genres : littorina, purpura, murex, trochus, aplysia, patella, pholas, petricola, saxicava, ainsi que des invertébrés, tels que : comatula, échinus, serpula, grapsus ; ils se montrent soit sur les roches calcaires, comme celles du Calvados et de la Charente-Inférieure, soit sur les roches granitiques comme celles de la Bretagne et de la Vendée. Les crustacés, particulièrement les homards et les langoustes, se tiennent égale-

ment sur les fonds rocheux. Les mollusques perforants parviennent d'ailleurs à entamer les roches les plus dures.

Sur le sable, ce sont au contraire les genres : *nassa*, *cassis*, *fusus*, *chenopus*, *scalaria*, *natica*, *cardium*, *tellina*, *donax*, *arcopagia*, *pandora*, *mactra*, *solen* ; on les trouve, par exemple, sur les côtes de la Vendée ou des Landes.

Sur la vase ou bien sur le sable vaseux, les mollusques marins changent encore ; ce sont les genres : *paludestrina*, *lavignon*, *lyonsia* et quelques espèces particulières de *tellina*, *mya*, *cardium*.

a. — Influence de l'état physique de la côte.

Maintenant, tandis que sur certains points de la France, les mollusques et les vertébrés marins sont très-abondants dans le dépôt littoral, sur d'autres, ils manquent presque entièrement ; et il est d'ailleurs facile de constater que leur développement est en relation avec la nature de la côte, particulièrement avec son état physique.

Les mollusques sont rares lorsque la côte est abrupte ou bien formée de galet.

Des mollusques nombreux et variés s'observent bien sur les côtes, lorsque, étant rocheuses, elles offrent des anses tranquilles, peu profondes et riches en végétation ; mais ordinairement lorsqu'elles présentent soit des falaises, soit des montagnes abruptes, les mollusques deviennent rares, quelquefois même, ils disparaissent presque entièrement. C'est ce qui a lieu dans la Méditerranée au pied des Alpes, notamment aux environs de Nice ; il en est de même près de Collioure au pied des Pyrénées.

Le long des montagnes des Maures et de l'Esterel, les mollusques sont encore très-rares. C'est aussi ce que l'on observe, dans l'Océan, le long des falaises de la Manche et du pays de Caux. Généralement, les mollusques sont donc rares, lorsque les côtes sont bordées par des rochers à pic.

Ils sont rares également lorsque le dépôt littoral est formé soit par du gros gravier, soit par du galet. Du reste, l'on s'explique aisément leur absence au niveau des marées sur de pareilles côtes ; en effet,

dans les endroits où la mer est assez puissante pour rouler des galets, les mollusques ne sauraient vivre en sûreté et prendre quelque développement.

Lorsque la côte est montagneuse, comme au pied des Alpes et des Pyrénées, les mollusques sont exposés à des dangers qui viennent à la fois de la mer et de la terre ; car les vagues déferlent avec fureur contre les rochers sur lesquels elles projettent en même temps du gravier et des cailloux ; de plus, les débris des falaises tombent directement dans la mer ou bien encore y sont entraînés avec violence par des torrents.

Toutefois, à une petite profondeur au-dessous du niveau de la mer, les vagues ne sont plus assez agitées pour lancer des débris et les causes de dangers disparaissant, les mollusques peuvent devenir abondants.

Les mollusques sont tantôt rares, tantôt abondants, lorsque la côte est formée de sable.

Si la côte, au lieu d'être abrupte, présente une plage de sable, les mollusques y sont tantôt rares et tantôt abondants.

Ils sont rares lorsque le sable formant le dépôt littoral est mobile, lorsqu'il est remanié par les marées, lorsqu'il est renouvelé sans cesse par les vents et par les vagues qui l'entraînent le long du rivage. Alors on rencontre seulement quelques fragments de mollusques qui sont charriés avec le sable.

Dans l'Océan, on peut citer comme type de côte sableuse pauvre en mollusques celle des Landes tout entière, depuis l'embouchure de l'Adour jusqu'à la Gironde : elle offre d'ailleurs une plage sous-marine de sable quartzeux qui est mobile et violemment battue par les vagues, car elle s'incline sous la mer suivant une pente extrêmement faible.

Sur la côte du Pas-de-Calais, qui est également sableuse, la proportion des coquilles reste inférieure à 10 pour 100, même au niveau de la marée basse. En suivant les vastes plages de sable qui bordent la mer du Nord, on trouve de même assez peu de coquilles sur les côtes de Belgique et de Hollande ; ainsi, à Ostende et à Zandwoort,

il y en a moins de 15 pour 100, et à Shéveningue, leur proportion se réduit à quelques centièmes.

Dans la Méditerranée, sur la plage de sable qui s'étend au Sud du port de la Nouvelle, il n'y a presque pas de débris de mollusques au niveau de la mer. Près d'Hyères, leur proportion est aussi inférieure à 10 pour 100.

Sur nos côtes de France, il existe cependant d'autres plages de sable sur lesquelles les débris de mollusques deviennent au contraire abondants et peuvent dépasser 50 pour 100. Dans la Méditerranée, nous mentionnerons le golfe d'Antibes, certaines parties de la rade de Toulon, le golfe du Lion entre Fos et le port de la Nouvelle.

Dans l'Océan, la côte qui longe la Vendée est recouverte de sable quartzeux qui est assez riche en coquilles, surtout près de la Gachère. Les recherches des Ingénieurs Hydrographes montrent d'ailleurs que cette côte présente d'abord un rebord assez plat auquel succède à petite distance un bas-fond dans lequel on trouve une vase sableuse qui est également très-peuplée de mollusques.

Dans la baie de Seine, la côte du Calvados qui est basse et sableuse se distingue également par sa richesse en coquilles.

D'un autre côté, en Bretagne, et en particulier à Belle-Ile-en-Mer, des plages sableuses qui ne sont pas protégées comme la précédente, mais exposées à toute la fureur des flots, contiennent plus de 50 pour 100 de coquilles et de nullipores.

En définitive, sur le littoral de la France, quand la côte est formée par du sable, les débris de coquilles sont tantôt rarés, tantôt abondants. Comme on le verra plus loin, cela paraît dépendre beaucoup moins de l'état physique de la côte que de sa composition minéralogique ; toutefois, si elle est basse et la mer agitée, le sable du fond est sans cesse mis en mouvement par les marées et par les tempêtes ; il donne une eau trouble jusqu'à une distance du rivage d'autant plus grande que la pente est plus douce ; il est même lancé avec violence contre les mollusques qui habitent vers le niveau supérieur. Ajoutons encore que les huitres, les polypiers, les nullipores ne trouvent pas facilement à se fixer sur un fond de sable ; une côte sableuse, basse et mobile, exposée comme celle des Landes, aux

vents, aux marées et aux tempêtes du golfe de Gascogne, éloignera donc les mollusques qui ne peuvent s'accommoder d'une eau agitée et mélangée de sable ; elle éloignera également les mollusques qui se fixent et qui vivent en bancs, ainsi que les végétaux marins qui, comme les nullipores, s'encroûtent de calcaire. Près de Biarritz, par exemple, on trouve des nullipores et ils deviennent même abondants, tandis qu'ils manquent le long des Landes.

Une côte sableuse, profonde et fixe, permettra au contraire aux mollusques de trouver un fond tranquille et de s'y développer à une petite distance du rivage ; leurs débris pourront ensuite être ramenés près du niveau de l'eau par les lames de fond et par la marée montante.

Les limites que nous avons indiquées pour le dépôt littoral de la France à la proportion du carbonate de chaux fourni par les mollusques sont loin d'être absolues et elles comportent assurément des exceptions ; mais il est très-remarquable que les débris de mollusques soient répartis avec tant de régularité sur des plages de sable d'une aussi grande étendue.

Les mollusques peuvent être abondants lorsque la côte est formée de vase sableuse ou de sable vaseux.

Si le dépôt littoral est une vase plus ou moins sableuse, il renferme quelquefois une assez grande quantité de mollusques ; c'est en particulier ce qui a lieu dans le fond des anses et des golfes, où ces mollusques trouvent des eaux moins agitées et des conditions favorables à leur développement. Citons, comme exemple dans l'Océan, les côtes vaseuses de la Charente-Inférieure, de la Bretagne, du Cotentin, de la Flandre, et surtout les baies de Cancale et d'Isigny.

Toutefois, il y a généralement peu de coquilles dans le dépôt littoral lorsque ce dernier est formé par de la vase pure.

Il faut observer d'ailleurs qu'alors il est impossible de calculer la proportion des mollusques d'après celle du carbonate de chaux dont une partie se trouve dans la vase à l'état de marne :

— Les considérations qui viennent d'être présentées, montrent que la proportion des mollusques dans le dépôt littoral dépend bien de l'orographie de la côte sur laquelle il se forme : mais elle dépend aussi des caractères physiques de ce dépôt, car lorsqu'il se compose

de galets ou de gros graviers, les mollusques disparaissent, tandis qu'on les voit quelquefois se développer en grande abondance lorsque ce dépôt devient sableux. Ajoutons que la nature minéralogique de la côte, la composition chimique des eaux qui la baignent et leur température, exercent encore une influence bien marquée.

b. — Influence de la nature minéralogique de la côte.

D'abord il est facile de reconnaître, en suivant les côtes de la France, que leur composition minéralogique a beaucoup d'influence sur le développement des mollusques.

Les mollusques sont abondants sur les côtes calcaires.

Lorsque les côtes sont formées par des roches calcaires, baignées par une mer peu profonde, les mollusques se montrent en grande quantité près du rivage. C'est ce qu'on observe dans nos golfes de la Méditerranée qui sont découpés dans des calcaires jurassiques, crétacés ou tertiaires. C'est ce qu'on observe également sur les côtes de la Saintonge et dans la baie de Seine.

Es sont abondants sur les côtes feldspathiques.

Maintenant, les mollusques prospèrent très-bien sur les côtes granitiques ou plus généralement sur les côtes feldspathiques ; car nous avons constaté qu'ils sont très-nombreux autour de la Bretagne et de la Manche. Il en est de même autour de Belle-Ile-en-Mer et autour des îlots granitiques de Hoëdic et de Houat. De plus, les nullipores abondent sur les mêmes côtes granitiques, tandis que les fonds de vase ne sont pas favorables à leur développement. Ces résultats doivent sans doute être attribués, comme nous allons le voir, à l'influence que la composition chimique des eaux exerce sur le développement des mollusques.

2° — Influence de la composition chimique des eaux.

Si les eaux douces, superficielles ou souterraines, qui se déversent sur une côte maritime coulent et s'infiltrent dans des bassins hydrographiques formés de roches calcaires, elles contiennent naturellement plus de carbonate de chaux en dissolution ; par suite les mollus-

ques habitant cette côte peuvent plus facilement sécréter leur têt. En outre, les eaux de la mer deviennent plus riches en carbonate de chaux lorsqu'elles baignent une côte calcaire, car elles corrodent ses parois sous-marines et elles sapent ses falaises qui subissent une destruction rapide et incessante. On conçoit donc que, toutes choses égales, les mollusques soient très-abondants sur une côte calcaire.

Si la côte est granitique, comme en Bretagne, sa destruction introduit dans les eaux de la mer des alcalis provenant surtout de la trituration et de la décomposition des feldspaths. Mais ces alcalis se substitueront à la chaux qu'il y a déjà dans la mer et ils la mettront en liberté. Cette dernière se séparera d'ailleurs à l'état de carbonate ou de bicarbonate, et alors les mollusques pourront l'utiliser pour la sécrétion de leur têt. Bien qu'une côte granitique ne fournisse pas directement de la chaux, elle produit donc indirectement les mêmes effets qu'une côte calcaire ; c'est ce qui explique pourquoi les mollusques sont si abondants autour de la Bretagne.

Sur une côte formée de schistes ou de roches contenant des alcalis, il en sera encore de même ; tandis que sur une côte sableuse ne présentant que du quartz pur, comme celle des Landes, les mollusques restent très-rares.

Une côte granitique et schisteuse, comme celle de la Bretagne, paraît du reste spécialement favorable aux nullipores et aux plantes qui s'encroûtent de calcaire.

Enfin, parmi les circonstances qui tendent à modifier la salure de la mer et par suite à exercer une influence directe sur le développement des mollusques, il convient de mentionner les courants marins, les eaux douces versées par les fleuves ou bien introduites par les glaces dans les régions polaires.

3° — Influence de la température des eaux.

Lorqu'on étudie la faune marine sur une grande étendue de côtes, elle présente d'ailleurs des différences qui sont bien marquées et il en est de même pour la flore ; ces différences doivent surtout être attribuées à la latitude, au climat, aux courants marins, en un mot à la température des eaux. Elles ont fait l'objet des recherches spé-

ciales de plusieurs savants, parmi lesquels on peut citer particulièrement Ed. Forbes et Dana, qui ont distingué dans les mers des provinces marines établies d'après les êtres qui les habitent.

Provinces marines de la France.

Si l'on considère seulement les mers qui baignent les côtes de France, dans l'état actuel de la science il convient d'y admettre trois provinces.

1° La Manche et les côtes depuis la Flandre jusqu'à la pointe du Finistère, appartiennent à la province dite *Celtique* qui comprend aussi toutes les Iles Britanniques. Leur population est éminemment mixte ou intermédiaire ; car elle est mélangée de colonies venant à la fois du Nord de l'Europe et du Portugal ; elle réunit même certains mollusques qui sont tout à fait caractéristiques des régions arctiques ou bien au contraire des régions chaudes. Tels sont, pour les premiers, *Buccinum undatum*, *Fusus antiquus*, *Cyprina islandica* ; pour les seconds : *Haliotis*, *Calyptrœa*, *Gastrochœna*.

2° Du Finistère à l'Espagne, les côtes sont comprises dans la province appelée *Lusitanienne*, qui s'étend dans le golfe de Gascogne et se prolonge vers le Portugal duquel elle tire son nom. Divers genres appartenant à la province précédente et aux régions boréales ne s'y rencontrent pas, tels sont : *Limopsis*, *Yoldia*, *Clio*, *Margarita*, *Cemoria*. D'un autre côté, une partie de ses espèces ne se trouvent pas dans la Manche, notamment : *Turbo rugosus*, *Purpura hiemastoma*, *Murex Edwardsi*, *Cardium paucicostatum*, *Leda commutata*, *Dentalium novemcostatum*, *Patella Lusitanica*.

3° Enfin, les côtes de France baignées par la Méditerranée dépendent de la province dite *Méditerranéenne*. Sa faune plus riche que celle de la province celtique est répandue d'une manière uniforme dans toute cette mer. Elle peut être considérée comme une simple dépendance de celle qui habite la province lusitanienne et la partie Nord tempérée de l'Atlantique. Cependant beaucoup d'espèces de la Méditerranée ne se rencontrent jamais sur nos côtes occidentales, telles sont : *Dolium galea*, *Cassidaria echinophora*, *Rissoa auriscalpium*, *Siliquaria anguina*, *Trochus fanulum*, *Patella ferruginea*, *Thœcidea Mediterranea*,

Pecten Jacobeus, *Pinna nobilis*, *Solemya Mediterranea*, *Chama gryphoides*, *Cardita sulcata*, *Corbula Mediterranea*, *Thracia corbuloïdes*.

— Maintenant, lorsqu'on explore la mer dans la profondeur, on constate que la faune et la flore marines présentent l'une et l'autre des variations.

De même que certains êtres se développent sur une grande étendue, il en est, surtout parmi les mollusques, qui se développent aussi à des niveaux très-différents ; toutefois, l'ensemble des êtres se modifie d'une manière bien marquée dans la profondeur, et, plusieurs zones bathymétriques peuvent encore être distinguées ; elles sont particulièrement bien tranchées vers la surface de la mer. Des sondages récents ont même démontré que les régions profondes de la mer sont quelquefois peuplées par une faune très-variée dont certaines espèces étaient considérées comme éteintes.

Conditions du développement des huitres.

Lorsque les mollusques secrètent, comme les huitres, un têt calcaire épais, il devient plus facile d'apprécier la grande influence exercée sur leur développement par la nature physique et minéralogique de la côte, ainsi que par la composition chimique des eaux qui la baignent ; d'après cela, il convient d'examiner spécialement le gisement et les principaux caractères des huitres sur le littoral de la France. Leur répartition y est d'ailleurs bien connue, grâce aux études qui ont été faites par M. Coste, Inspecteur général des pêches, et par M. le commandant de Champeaux ainsi que les Officiers de marine chargés du service des pêches sur nos côtes.

Les huitres sont assez rares dans la Méditerranée, cependant elles forment des bancs dans les golfes de Fos et d'Aigues-Mortes, dans les environs d'Agde et de la Nouvelle. Leurs bancs sont au contraire nombreux et étendus dans l'Océan et dans la Manche. Il y en a dans le Pas-de-Calais, près de Cherbourg, dans toute la baie de Cancale, autour de la presqu'île de Bretagne, notamment vers l'embouchure de ses rivières, à Tréguier, dans la rade de Brest, près de Lorient, près de Penerf et dans le Morbihan. Il y en a encore dans la baie de Bourgneuf, sur les côtes de l'Aunis et de la Saintonge, ainsi que dans le bassin d'Arcachon (pl. A, fig. 6).

Elles prospèrent sur les fonds de roches et de sable vaseux : d'un autre côté, elles ne paraissent pas s'accommoder du sable mouvant ; il faut sans doute l'attribuer à ce que le sable accusant d'ordinaire un courant assez rapide et étant lui-même mobile, ne permet pas aux jeunes huitres de se fixer. La vase leur est également nuisible et doit être évitée dans les parcs où on les cultive ; on peut remarquer cependant que les huitres et les gryphées des époques antérieures (*ostrea deltoïdea*, *gryphœa arcuata*, etc.) se trouvent généralement dans des couches de marnes argileuses qui accusent des dépôts très-vaseux.

Les huitres ont besoin de deux années pour arriver à la taille moyenne.

Dans les parcs, elles vivent au niveau des marées ; toutefois, quand elles restent à découvert, elles sont exposées à périr par le soleil et par la gelée. Leurs bancs augmentent de puissance avec la profondeur et l'on en trouve jusque vers 70^m. Ils présentent des pentes très-rapides et sont assez irréguliers. Généralement, ils sont parallèles aux courants. Quelques années suffisent pour qu'ils éprouvent des modifications très-notables ; ils peuvent successivement augmenter, diminuer ou même disparaître complètement. Par exemple, ils se réduisent quand ils sont envahis par le maërl, par les moules et par les anomies, quand ils sont mangés par les murex et par les actinies ; accidentellement, ils sont aussi détruits par les tempêtes.

Le têt calcaire des huitres peut avoir un poids plus que décuple de celui de l'animal ; du reste, ce rapport est de sa nature assez variable et il doit visiblement changer avec l'espèce, avec l'âge et avec le gisement. Tout mollusque prend nécessairement à l'eau dans laquelle il vit, le carbonate de chaux qui lui est nécessaire pour secréter son têt ; or, si l'on admet, avec M. G. Bischof, que l'eau de la mer renferme seulement en moyenne 0,0001 de carbonate neutre de chaux, on voit que l'huitre devra l'extraire dans des masses très-considérables ; car, dans les individus adultes, le têt pèse quelquefois 100 gr. ; il dépasse même 200 gr. dans la variété dite pied de cheval qui est avancée en âge et habituellement solitaire. L'huitre possède donc une grande puissance pour extraire le carbonate de chaux qui est contenu dans l'eau de la mer.

— M. A.-P. Tarnier a fait l'analyse comparative de coquilles d'huitres qui provenaient de six gisements différents :

Gisement de l'huitre.	Matière organique.	Phosphate de chaux.	Carbonate de chaux.
Herne Bay	0,096	0,047	0,857
Roche Rivedoux	0,087	0,075	0,838
Poglesham	0,075	0,020	0,905
Colchester	0,062	0,028	0,910
Mer du Nord	0,041	0,011	0,948
Red Bank Burrin	0,037	0,020	0,943

D'après ces analyses, l'on voit bien que la proportion de carbonate de chaux varie en sens inverse de la matière organique ; tandis que l'acide phosphorique augmente avec cette dernière.

— Pour les recherches spéciales que j'ai entreprises sur les huitres, M. Gerbe a bien voulu mettre à ma disposition des individus élevés dans les parcs qui sont établis sur les côtes de France, sous l'habile direction de M. Coste.

J'ai comparé entre elles des huitres provenant du même gisement, et n'ayant pas le même âge, puis des huitres de gisements différents. Dans ce but, les essais avaient toujours lieu sur une même partie de la valve supérieure et voici le tableau qui les résume :

GISEMENTS.	PROFON- DEUR.	AGE de l'huitre.	RAPPORT des valves à leur poids total.		POIDS des 2 valves.	DENSITÉ
			valve sup.	valve inf.		
Rade de Brest ; anse du frêt	1 ^m	1 an	42	58	178 ^r ,0	2,580
id. ; banc St-Jean	»	3 ans	38	62	62 ,2	2,564
Rade de Toulon	6	2 mois	»	»	»	2,544
id.	18	3 ans	»	»	»	2,445
Baie de Seine ; près Sainte- Adresse	40	3 mois	»	»	7 ,7	2,890
id.	Id.	3 ans	28	71	105 ,0	2,150
La Nouvelle	46	moins de 1 an	»	»	14 ,4	2,427
id.	Id.	plus de 3 ans	42	58	206 ,0	2,083

Lorsqu'on examine le têt des huîtres, on observe entre les couches calcaires qui le composent, une matière organique brunâtre qui est en lamelles flexibles, translucides et d'apparence cornée; sa proportion est beaucoup plus grande dans le jeune que dans l'adulte, par suite la densité du têt ne reste pas la même pendant la vie de ces mollusques et elle diminue à mesure qu'ils avancent en âge. Pour des huîtres de Ste-Adresse et de la Nouvelle, les différences sont bien marquées et, en considérant les extrêmes, la diminution de densité s'élève à peu près au $1/5$. Pour les huîtres de Brest et de Toulon, cette diminution de densité paraît être beaucoup moindre.

Si, dans un même gisement, on prend le rapport entre le poids de la valve supérieure et celui de la valve inférieure, l'on trouve qu'il diminue aussi avec l'âge. Pour des huîtres qui étaient âgées d'environ 3 ans, j'ai obtenu $\frac{28}{71}$ à Ste-Adresse ; $\frac{42}{58}$ à la Nouvelle ; $\frac{38}{62}$

à Brest ; ce rapport est donc assez variable. Le poids total des valves ne l'est pas moins ; et tandis qu'il est faible dans l'huître de Gravette ou d'Ostende, il est au contraire très-élevé dans l'huître dite pied de cheval.

Si l'on compare les huîtres de même âge qui se sont développées dans des gisements différents, ce n'est pas seulement leur poids total qui varie, mais encore leurs autres caractères. Ainsi, les huîtres de Brest ou de Toulon ont un têt qui contient plus de matière organique cornée, ce qui le rend moins fragile. Sa densité est aussi plus grande qu'à Ste-Adresse et à la Nouvelle.

Pour citer des extrêmes, tandis qu'à Brest la densité d'une huître âgée d'une année s'élève encore à 2,580, celle d'une huître de la Nouvelle, ayant plus de 3 années, s'est réduite à 2,020.

Maintenant la proportion de matière organique cornée diminue avec la densité ; les huîtres dont la densité est la plus petite ont un têt qui est plus poreux et plus riche en carbonate de chaux. Pour les huîtres de la Nouvelle, par exemple, la matière organique insoluble dans l'acide est 4 pour 100 dans la coquille jeune et seulement 2,4 dans l'adulte ; le carbonate de chaux varie d'ailleurs en sens inverse.

Pour des huîtres de même âge, la proportion de la matière organique cornée dépend du gisement ; elle semble diminuer sur les côtes calcaires et augmenter sur les côtes feldspathiques.

— Les naturalistes admettent généralement que les huîtres de notre littoral appartiennent à la même espèce, l'huître comestible (*Ostrea edulis*). Parmi les variétés les plus remarquables, citons l'huître de Tréguier (*O. lesnica*) ; elle se distingue par des valves très-riches en matière organique, minces, foliacées, de couleur violette avec des rayons blancs qui divergent de la charnière vers les bords. L'huître du Tage (*O. angulata*) a été acclimatée à Arcachon. L'huître pied de cheval (*O. hippopus*) est simplement une vieille huître qui vit solitaire, à une grande profondeur ; elle se pêche aussi bien sur la côte granitique de Piriac que sur les côtes calcaires du Pas-de-Calais et de la Méditerranée. Enfin, ces mollusques peuvent prendre accidentellement les caractères des gryphées ou des exogyres.

— L'observation apprend que les différences présentées par les huîtres doivent être attribuées à la composition chimique des eaux, à la profondeur à laquelle elles vivent, à la nature des côtes et en un mot à leur gisement.

D'abord, il est facile de constater que la composition chimique des eaux exerce une très-grande influence sur leur développement. Une salure de 2 à 3 pour 100 leur est favorable ; mais elles dépérissent dans les mers dans lesquelles la proportion des sels devient supérieure à 3,7 ou bien au contraire inférieure à 1,8.

Elles craignent l'eau complètement douce ; cependant elles prospèrent à l'embouchure des rivières qui se déversent dans l'Océan, particulièrement sur nos côtes de Bretagne. D'un autre côté, comme le remarque M. W. Baër, elles ne sauraient être acclimatées dans la Baltique, parce que c'est une mer dont la salure est trop faible.

L'influence de la salure des eaux sur le développement des huîtres paraît encore accusée par cette circonstance que, sur une même côte, la grosseur des huîtres augmente habituellement avec la profondeur. En effet, les fleuves apportent de l'eau douce, mais cette dernière étant plus légère que l'eau salée, se maintient longtemps vers la surface de la mer et par suite tend à diminuer sa salure. On

conçoit dès lors que les huitres puissent prendre plus de développement à une certaine profondeur, parce qu'elles y trouvent une salure un peu plus grande.

Ajoutons, du reste, qu'il en est de même pour les moules ; car elles s'atrophient et restent très-petites lorsque la salure de la mer est trop faible ; tandis qu'elles grandissent très-vite et deviennent énormes lorsqu'elles sont agitées sur les bouées du large, et lorsqu'elles ne sont pas gênées, comme cela a lieu sur les parois des rochers et dans les bancs naturels.

Maintenant la constitution minéralogique des côtes exerce beaucoup d'influence sur le développement et sur les caractères des huitres.

Ainsi, lorsque ces mollusques se trouvent sur des côtes feldspathiques ou susceptibles de fournir, comme le schiste, des alcalis par leur destruction, ils secrètent un têt mince, translucide, sonore, d'une grande densité et en même temps riche en matière organique cornée. Telles sont dans l'Océan les huitres de Tréguier et des côtes feldspathiques de la Bretagne ; telles sont encore, dans la Méditerranée, les huitres de la Seyne et des Iles d'Hyères qui vivent également sur des côtes feldspathiques. Il importe d'ailleurs d'ajouter que ces huitres sont réputées les meilleures de notre littoral.

La présence ou l'absence du carbonate de chaux dans les côtes exerce surtout une très-grande influence sur le développement des huitres. Constatons d'abord que les plus petites sont celles qui vivent sur des côtes n'ayant pas ou presque pas de carbonate de chaux. C'est ce qu'on observe, par exemple, pour celles du bassin d'Arcachon, qui sont connues sous le nom d'huitres de Gravette. Or le fond de ce bassin est formé par le sable des Landes qui est dépourvu de calcaire, et ne contient presque pas de débris de coquilles ; en sorte que les huitres du bassin d'Arcachon ne peuvent tirer la chaux nécessaire à leur têt que de l'eau de la mer et de la rivière la Leyre qui se jette dans le bassin après avoir traversé des faluns et des couches calcaires appartenant au terrain tertiaire moyen.

Les huitres dites d'Ostende se rapprochent par leur petite taille des précédentes ; mais d'après M. Gerbe, cette taille serait due sur-

tout à ce qu'elles sont fréquemment retournées dans les parcs et à ce qu'alors leurs lamelles calcaires sont brisées.

Examinons actuellement les gisements dans lesquels les huitres prennent au contraire le plus grand développement et secrètent un têt riche en carbonate de chaux : ce sont le Pas-de-Calais, les baies de Seine et de Cancale, l'île de Ré, le banc de la Nouvelle et en général les bancs de la Méditerranée. Il est facile de reconnaître que dans tous ces gisements les côtes émergées ou submergées sont essentiellement calcaires. En outre, les rivières qui affluent sur ces côtes, traversent également des bassins calcaires ; elles apportent donc beaucoup de carbonate de chaux qui s'y trouve en dissolution, ou bien en suspension. Autour de la baie de Cancale, les côtes émergées sont, il est vrai, très-pauvres en carbonate de chaux aussi bien que les bassins hydrographiques qui y déversent leurs eaux ; mais le fond de la baie est depuis longtemps peuplé par une multitude de mollusques, par lesquels il s'est opéré une énorme concentration de carbonate de chaux. Ce carbonate est d'ailleurs réduit en parcelles microscopiques par la violence de la mer, et il donne même sur ce littoral des dépôts de marne qui sont très-riches en calcaire ; on comprend donc que les eaux si agitées de la baie doivent se charger de carbonate de chaux et qu'elles fournissent facilement aux huitres l'élément nécessaire pour secréter leur têt.

De même, les huitres prospèrent autour de la Bretagne, bien que les côtes soient dépourvues de calcaire dans leur partie émergée ; car au-dessous du niveau de la mer, les générations de mollusques et surtout de nullipores qui se succèdent depuis une longue série de siècles, ont accumulé beaucoup de carbonate de chaux. Il en est résulté une concentration de calcaire et de la marne s'est déposée dans le Morbihan, à Lorient, à Concarneau, à Brest, et en général au fond des anses de la Bretagne. En outre les alcalis provenant de la destruction de côtes feldspathiques ont également contribué à séparer la chaux de l'eau de mer. Toutefois, il est facile de constater que les huitres de Brest, et spécialement de Tréguier, secrètent un têt moins riche en carbonate de chaux, que celles qui vivent sur des côtes calcaires.

Quant à l'influence de la profondeur, elle est accusée par le développement que prend l'huître pied de cheval et elle se laisse expliquer par les mêmes considérations. Nous avons constaté, en effet, que généralement la quantité de carbonate de chaux du dépôt littoral augmente avec la profondeur ; par suite, les eaux du fond doivent dissoudre plus de carbonate de chaux que celles de la surface. Comme elles sont moins agitées que ces dernières, et comme elles se renouvellent avec moins de rapidité, elles peuvent d'ailleurs se charger d'une quantité plus grande de carbonate de chaux. Ajoutons que des sources émergent dans le fond de la mer, après avoir traversé des terrains calcaires, et comme elles sont alors chargées de carbonate de chaux, elles contribuent à en fournir aux mollusques, vivant dans leur voisinage.

Enfin, l'influence du gisement des huîtres sur leur développement résulte encore d'expériences qui ont été faites par M. Frank Buckland. Déterminant le rapport de la matière comestible de l'huître au poids de ses coquilles, il a constaté qu'il reste à peu près constant dans un même gisement, mais qu'il varie beaucoup dans des gisements différents. Ce rapport est $1/4$ à Colchester, $1/6$ à Falmouth et à Galway, $1/7$ à Milford et à l'île de Skye, $1/8$ à Exmouth et à l'embouchure de la Tamise, $1/10$ près de Portsmouth et dans le Pas-de-Calais, $1/11$ à Houth en Irlande, $1/12$ à l'embouchure de l'Humber ; il se réduit à $1/14$ dans la mer du Nord et même à $1/20$ dans l'île de Ré. Plus le rapport est faible, plus le poids des coquilles est grand relativement à celui de l'animal. Si l'on examine quelle est la constitution minéralogique des côtes dans ces divers gisements, on voit que les huîtres secrètent habituellement des coquilles peu pesantes lorsqu'elles sont sur des côtes dépourvues de calcaire comme l'argile éocène de Colchester et comme les schistes paléozoïques de Falmouth dans le Cornouailles ou bien ceux de Milford dans le pays de Galles. Il en est autrement dans les détroits ou dans les bras de mer qui sont bordés par des côtes calcaires, notamment à Portsmouth et dans l'Est de la Manche, où se dressent des falaises crayeuses, à Houth dans la partie du canal St-Georges où domine le calcaire carbonifère, mais surtout dans la mer du Nord, le long des falaises

crayeuses qui s'étendent à l'embouchure de l'Humber et au Sud-Est de l'Angleterre, ainsi qu'à l'île jurassique de Ré qui se trouve à l'entrée de golfes profondément découpés dans des roches calcaires. Dans les huitres, le rapport entre le poids de l'animal et celui de la coquille varie donc beaucoup ; on peut même croire qu'il donne en quelque sorte une mesure de la quantité de chaux contenue dans les eaux qu'elles habitent.

Ajoutons que le gisement des mollusques terrestres ou lacustres vient encore confirmer ces résultats : car l'observation montre que parmi ces derniers mollusques, ceux qui secrètent un têt calcaire sont rares ou manquent tout à fait sur les argiles, les schistes, les grès et en général sur les terrains qui sont entièrement dépourvus de carbonate de chaux. Quand ils se rencontrent sur ces terrains, leur têt est moins épais, plus riche en matières organiques et beaucoup plus fragile.

Il est facile de vérifier ce fait jusque dans les environs de Paris. Si l'on descend, en effet, le long de la Bièvre, on voit que les coquilles lacustres sont rares dans les alluvions de la partie supérieure de son cours et tant qu'elle coule sur des terrains qui n'ont pas de carbonate de chaux, tandis que ces coquilles deviennent très-nombreuses dès qu'elle coule sur des marnes ou sur des terrains calcaires.

De même à Meudon, sur le haut du plateau qui est couvert par l'argilé à meulière de la Beauce, les coquilles terrestres sont peu nombreuses ; elles sont au contraire très-abondantes sur les flancs des collines et en particulier dans la vallée de la Seine dont le sol est riche en carbonate de chaux.

Résumé sur la répartition des mollusques et des invertébrés dans le dépôt littoral de la France.

Lorsqu'on examine comment les mollusques et les invertébrés marins sont répartis sur les côtes de France, on trouve que leur développement est surtout en relation avec ces côtes elles-mêmes et avec les eaux qui les baignent.

D'abord le relief de la côte et la nature physique des dépôts exercent une influence marquée. Si la côte est abrupte et fortement in-

clinée, les mollusques y deviennent rares, au moins près du niveau de la mer. Il en est de même si le dépôt littoral est uniquement formé de galets ou de gros graviers ; tandis que les mollusques sont quelquefois très-abondants s'il est formé de sable ou bien de sable vaseux. Un fond de roches peut aussi leur être favorable. Les espèces qui peuplent chaque côte varient d'ailleurs avec ses caractères physiques.

Mais la côte exerce par sa constitution minéralogique une influence très-marquée sur le développement des mollusques ; car elle modifie entre certaines limites, la composition chimique de la mer dans son voisinage. Elle peut d'abord y augmenter le carbonate de chaux que l'on sait être absolument nécessaire à la sécrétion du têt. C'est en particulier ce qui a lieu sur une côte calcaire ; parce qu'alors les rivières qui s'y déversent et les nappes souterraines qui s'y infiltrent sont plus riches en carbonate de chaux et qu'en outre la mer tend plus ou moins à détruire et à dissoudre cette côte. Aussi voit-on les mollusques devenir généralement très-abondants sur les côtes calcaires, soit dans la Méditerranée, soit même dans l'Océan.

Les mollusques sont également très-abondants sur les côtes feldspathiques, particulièrement autour des presqu'îles granitiques de la Bretagne et du Cotentin.

Cela tient alors à ce que la chaux contenue dans la mer est déplacée par les alcalis provenant de la décomposition des feldspaths, en sorte qu'elle passe encore à l'état de carbonate.

Sur les côtes calcaires ou feldspathiques, les mollusques trouvent donc des conditions plus favorables à leur développement ; bien qu'ils puissent exister à peu près partout dans la mer, même lorsqu'ils ont, comme les huîtres, un têt calcaire épais, ils prospèrent d'autant mieux qu'ils sont dans des eaux renfermant plus de carbonate de chaux.

La salure de la mer exerce encore la plus grande influence sur l'abondance des mollusques ; sur nos côtes, en particulier, les dépôts riches en coquilles sont interrompus lorsque la salure devient plus faible, comme cela a lieu vers l'embouchure de nos fleuves.

On sait-aussi que les étangs littoraux dont la salure est notable-

ment inférieure ou supérieure à celle de la mer sont moins peuplés de mollusques.

Maintenant, comme les mollusques zoophages vivent aux dépens de ceux qui sont phytophages, l'on conçoit que le développement de ces deux classes de mollusques sera toujours plus ou moins en rapport mutuel et aussi avec le développement des végétaux marins.

Du reste, la faune marine de la France présente des différences d'après lesquelles on peut y établir trois provinces : Méditerranéenne au Sud, Lusitanienne à l'Ouest, Celtique au Nord. Ces provinces n'ont pas des limites bien tranchées ; de plus, l'on y retrouve des mélanges d'espèces arctiques et tropicales, en sorte qu'elles conservent les traces des migrations qui ont eu lieu soit à l'époque actuelle, soit à des époques antérieures.

Quoiqu'il en soit, la faune marine de la France est en relation avec les caractères orographiques, physiques et minéralogiques de nos côtes, avec l'abondance des végétaux marins qui y croissent, mais surtout avec la température des eaux qui les baignent, avec leur salure et avec leur composition chimique.

L'étude lithologique du fond des mers qui va nous occuper actuellement, nous fera d'ailleurs bien connaître comment les invertébrés marins et les dépôts coquilliers auxquels ils donnent lieu sont répartis au large des côtes, non-seulement dans les mers de France, mais même dans les mers principales du globe.

QUATRIÈME PARTIE

LITHOLOGIE DES MERS PRINCIPALES DU GLOBE

CHAPITRE XIV

Méthode suivie dans l'exécution des cartes marines lithologiques.

Jusqu'à présent, nous nous sommes particulièrement occupés des dépôts marins qui bordent les rivages, proposons-nous maintenant d'étudier la lithologie sous-marine, c'est-à-dire la nature et la répartition des différentes roches qui constituent le fond des mers. L'exploration des mers présente, il est vrai, beaucoup de difficultés, car elle exige des sondages qui descendent souvent jusqu'à de grandes profondeurs ; mais comme ces sondages sont indispensables à la navigation, ils ont été faits par les marins ou par les Ingénieurs Hydrographes dans les principales mers du globe ; ils sont particulièrement multipliés dans le voisinage des côtes. Des cartes dressées avec beaucoup de soin en résument tous les résultats et servent de guide aux marins de tous les pays ; elles indiquent la profondeur de la mer et le plus souvent aussi la nature du fond.

Il est, en effet, absolument nécessaire pour chaque bâtiment de régler son itinéraire de manière à trouver toujours une profondeur d'eau suffisante. D'un autre côté, les ancres ne tiennent pas dans la vase et dans les fonds meubles ; elles sont exposées à se rompre sur les fonds de roches, tandis qu'elles mordent très-bien dans le sable vaseux ; on conçoit donc que la nature du fond soit également très-utile à connaître pour la sûreté de l'ancrage.

Les sondages des Ingénieurs Hydrographes ayant pour but de déterminer les roches qui forment le fond, sont faits tantôt avec le plomb et tantôt avec la lance.

Le plomb est enduit de suif à sa partie inférieure, en sorte qu'il ramène un échantillon du dépôt ; lorsqu'il tombe sur des roches ou sur des pierres, il indique leur présence en prenant leur empreinte.

La lance ne s'arrête pas à la surface et pénètre à une certaine profondeur ; il peut même arriver qu'elle traverse complètement le dépôt de sable ou de vase qui est en voie de formation ; elle ramène d'ailleurs quelques menus débris.

Quelquefois, la lance est terminée par une sorte de douille ou d'anneau dont les bords sont aciérés et tranchants ; alors elle enchâsse ou découpe les roches pierreuses, même lorsqu'elles sont très-dures comme le granite ; en outre, elle en ramène une quantité suffisante pour qu'il soit facile de reconnaître leur nature.

Pour les côtes de France, les cartes marines sont d'une richesse exceptionnelle, grâce aux beaux travaux qui ont été exécutés par le corps des Ingénieurs Hydrographes, et qui sont résumés dans le *Pilote Français*.

Pour toutes les côtes du globe fréquentées par les bâtiments, on possède également des cartes qui sont très-précises et fournissent les mêmes données. Leur publication est faite par les Ministères de la Marine d'Angleterre, de France, des Etats-Unis, de Russie, de Danemark, de Hollande, de Norvège, de Suède, d'Autriche, d'Espagne, c'est-à-dire par les principales nations maritimes. Ces diverses cartes qui font connaître, pour une multitude de points, la profondeur et la nature du sol immergé, ont servi de base aux recherches que j'ai entreprises sur la lithologie du fond des mers. Comme elles sont extrêmement nombreuses, il fallait d'abord les réduire à une échelle plus petite, ce qui permettait de résumer les données très-complexes qu'elles fournissent, par suite de les coordonner et d'en saisir l'ensemble. D'abord ce travail a été limité aux mers de France, puis je l'ai successivement étendu à celles de toute l'Europe et même d'une grande partie de l'Amérique, c'est-à-dire aux mers principales du globe.

La méthode appliquée à l'étude de ces sondages est du reste celle que j'avais suivie précédemment pour la carte géologique souterraine de Paris qui a été faite à l'aide de coupes relevées dans les puits et dans les forages.

Comme la surface du fond des mers est donnée par les cotes de profondeur d'un très-grand nombre de points, il est facile d'apprécier les traits principaux de l'orographie sous-marine. Lorsque les sondages étaient suffisamment multipliés, le relief a même été figuré par des courbes horizontales.

De plus, la nature des roches atteintes dans les sondages étant généralement indiquée sur les cartes hydrographiques, je pouvais réunir toutes celles qui offraient le même caractère physique ou minéralogique, les délimiter, puis distinguer chacune d'elles par des teintes ou par des signes conventionnels.

Par cela même que l'orographie du sol émergé est en relation intime avec celle du sol immergé qui l'avoisine, il était utile de figurer l'une et l'autre sur mes cartes. Pour la France, l'orographie du sol émergé et immergé est représentée par des courbes horizontales qui, autant que possible, sont distantes de 100 mètres. Pour l'Europe et l'Amérique du Nord, elle est simplement esquissée par des courbes horizontales, et ces dernières ont été interrompues lorsque les données faisaient défaut.

Sur ces cartes, il importait d'ailleurs de limiter les bassins hydrographiques, car les débris que chacun d'eux fournit à la mer proviennent exclusivement de la surface comprise dans son périmètre.

Il convenait aussi de faire connaître les quantités annuelles de pluie qui tombent sur le sol émergé ; lorsque le nombre des observations était suffisant, j'ai même cherché à les représenter par des courbes hyétographiques, lesquelles passent par des points recevant des quantités égales de pluie.

Enfin, il était encore nécessaire d'inscrire diverses données météorologiques qui influent de la manière la plus directe sur la formation des dépôts marins et spécialement de figurer les courants, les mouvements des marées, ainsi que les directions habituelles des vents.

Telle est la marche générale qui a été suivie pour dresser les *cartes marines lithologiques* ; maintenant il me reste à parler des divisions adoptées pour les différentes roches qu'on trouve au fond des mers.

Divisions adoptées pour les roches sous-marines.

Observons d'abord que la mer exerce constamment sur ses parois, une dégradation analogue à celle que l'atmosphère produit à la surface du sol ; par suite, il existe de vastes étendues sur lesquelles il ne se forme pas de dépôts marins.

Ces dépôts sont répartis d'une manière très-inégale. Ainsi, ils sont habituellement plus épais dans les concavités que sur les convexités ; près du rivage, ils sont aussi plus épais dans les golfes qu'à l'extrémité des caps.

Ils tendent surtout à s'accumuler dans les bassins, dans les vallées et dans toutes les dépressions sous-marines ; tandis qu'ils deviennent rudimentaires et qu'ils manquent même complètement sur les parties saillantes ou sur les pentes abruptes.

On n'en trouve pas non plus sur les parois sous-marines qui sont balayées par des courants énergiques ; car, alors ces parois sont constamment décapées et mises à nu.

La composition minéralogique des roches qui forment le fond des mers n'est généralement pas indiquée d'une manière précise par les cartes hydrographiques, si ce n'est dans quelques cas exceptionnels ; mais quelquefois il est possible de la conjecturer d'après l'étude géologique des côtes voisines. D'ailleurs, quand bien même elle reste inconnue, il est utile de figurer les fonds de mers qui sont pierreux ; car ils remontent presque toujours à des époques antérieures et ils ne reçoivent pas de dépôts pendant l'époque actuelle.

Conformément à l'usage suivi sur les cartes hydrographiques, j'ai désigné spécialement sous le nom de *roches* toutes celles qui sont agrégées et pierreuses. Leur composition minéralogique est du reste très-variée. Le plus généralement, elles appartiennent à des granites, à des gneiss, à des grès, à des calcaires lithoïdes et com-

pactes. J'ai également compris dans cette qualification de roches, celles qui sont friables, plus ou moins décomposées, et que les marins appellent pourries : elles correspondent habituellement à des roches feldspathiques kaolinisées. Dans les cartes marines lithologiques, j'ai encore réuni aux roches les fonds où la sonde accuse des pierres désagrégées et non roulées ; car ces pierres proviennent de roches sous-jacentes qui ont seulement été remaniées sur place par la mer et, en tout cas, elles sont antérieures à l'époque actuelle.

Une couleur spéciale a été consacrée à l'*argile* et une autre à la *craie* dont les sondages indiquent la présence sur divers points des côtes de France. Le calcaire tendre et friable, nommé tuf par les marins, a été représenté par la même couleur que la craie.

Quand les roches préexistantes sont elles-mêmes à l'état meuble et quand leur destruction sur place engendre du sable ou bien de la vase, il est bien difficile de les distinguer des dépôts de l'époque actuelle ; cependant l'étude géologique des côtes donne encore des indications à cet égard et elle permet quelquefois de reconnaître sous la mer le prolongement de certaines couches qui sont émergées. Par exemple, un schiste, une roche argileuse ou marneuse produisent de l'argile et par suite de la vase à mesure que la mer opère leur destruction. Or, lorsque cette vase présente des zones allongées sur des côtes sous-marines qui sont peu profondes et balayées par les courants, elle doit visiblement être attribuée à des affleurements de couches argileuses. De même, lorsque le sable, le gravier ou les galets sont recouverts par des eaux profondes et trop peu agitées pour en opérer le transport, ils proviennent de couches ou de dépôts préexistants qui ont été simplement remaniés sur place.

Il importe, en effet, d'observer que si les roches antérieures à l'époque actuelle sont généralement consolidées, elles peuvent aussi rester meubles.

C'est, par exemple, ce qui doit avoir lieu quand l'eau de mer continue à les imbiber complètement, quand elles ne sont pas traversées par des infiltrations sous-marines de nature à les cimenter, quand elles ne sont pas émergées par des oscillations des côtes ou

par des soulèvements du fond des mers, ou bien encore quand elles ne sont pas soumises à de fortes compressions.

D'un autre côté, il n'est pas impossible que des roches appartenant à l'époque actuelle soient elles-mêmes consolidées. Les récifs de polypiers en offrent un exemple remarquable, car ils sont très-développés dans les mers du sud. On rencontre aussi des bancs formés par des accumulations, soit de mollusques, soit de nullipores. De plus, des grès et des conglomérats renfermant des coquilles vivantes se montrent, non seulement sur les parties émergées du rivage, mais jusque sous la mer, au fond des rivières et en particulier dans le lit de la Seine. Ces roches modernes qui deviennent pierreuse, sont d'ailleurs consolidées par du carbonate de chaux qui est secrété par des êtres organisés; elles sont également cimentées par des infiltrations superficielles ou souterraines d'eaux calcaires ou ferrugineuses ainsi que par des eaux minérales.

— Considérons maintenant les roches meubles du fond des mers qui appartiennent plus spécialement aux dépôts de l'époque actuelle. Ces dépôts n'ont pas une composition aussi variée que ceux du littoral et leur étude peut être faite plus simplement; toutefois il convient d'y établir plusieurs divisions, et c'est essentiellement sur leurs caractères physiques et minéralogiques qu'elles doivent être basées. Voici celles que j'ai adoptées dans mes recherches: le sable, le gravier, les galets, la vase, le sable vaseux ou la vase sableuse, la vase graveleuse, la vase calcaire, l'arène corallienne. Du reste, par les immenses étendues qu'ils occupent, le sable et la vase ont de beaucoup la plus grande importance.

1° Le *sable* varie dans son grain et dans sa composition minéralogique; mais le plus ordinairement il est surtout formé de quartz hyalin. Lorsque son grain devient plus gros, il passe au gravier et ensuite à des galets. Celui qui se dépose au fond de la mer représente une couche qui est généralement quartzreuse; quelquefois sa composition est assez complexe, moins cependant que sur le rivage. Le sable peut d'ailleurs rester désagrégé ou bien passer ultérieurement à l'état de grès. Il borde habituellement les côtes et se montre surtout dans les eaux basses ou agitées.

2° Le *gravier* et le sable graveleux présentent aussi une composition minéralogique assez complexe ; cependant ils sont essentiellement formés de quartz.

3° Les *galets* s'observent habituellement le long du rivage. Quelquefois encore ils couvrent des plages sous-marines à des distances considérables des côtes et alors ils sont antérieurs à l'époque actuelle.

4° La *vase* se compose d'argile ou le plus souvent d'argilite, c'est-à-dire d'argile contenant une proportion notable d'alcalis. Elle est habituellement mélangée avec un peu de sable fin siliceux ; dans certains cas, elle renferme des débris de coquilles et de plantes marines. Toutes les variétés que j'ai examinées faisaient effervescence, bien que leur proportion de carbonate de chaux fût très-inégale. La vase que la mer tient en suspension se dépose surtout dans les eaux calmes et profondes ; elle représente une couche de marne plus ou moins argileuse qui est en voie de formation.

5° Le *sable vaseux* est un mélange de sable et de vase en proportions variables. Il contient moins de vase que de sable ; tandis que pour la *vase sableuse* c'est l'inverse. Ces deux dépôts correspondent à des couches de sable marneux ou de marne sableuse. Sur les cartes marines lithologiques, ils sont représentés par la même couleur ; mais quand les indications fournies par les sondages rendaient leur séparation possible, ils ont été distingués l'un de l'autre par des lettres.

Comme la vase proprement dite est habituellement mélangée d'un peu de sable, elle présente des passages insensibles à la vase sableuse et même au sable vaseux. On conçoit donc que la limite entre ces trois roches soit souvent difficile à tracer, surtout sur des cartes à très-petite échelle ; quand on ne pouvait pas y parvenir, on a adopté la couleur de la vase ou celle du sable vaseux, suivant que c'était l'une de l'autre qui dominait.

La vase sableuse ou le sable vaseux s'observent souvent à la limite même de la vase et du sable ; il est facile de comprendre que leur formation doit alors être attribuée à un mélange opéré par la mer à la séparation de ces deux dépôts.

6° La *vase graveleuse* contient des grains de gravier. Quant au

gravier vaseux qui a quelquefois été séparé, il diffère seulement de la roche précédente en ce que le gravier y devient dominant.

7° La *vase calcaire* se compose essentiellement de carbonate de chaux réduit en parcelles microscopiques. Elle est ordinairement blanche, quelquefois cependant jaunâtre ou grisâtre. Extrêmement molle et légère, elle reste en suspension dans l'eau. On l'observe surtout loin des côtes et par de grandes profondeurs, soit dans l'Atlantique, soit dans le Pacifique. Son existence a été bien constatée dans les grands sondages faits par les Anglais et par les Américains, notamment dans ceux qui étaient nécessaires pour l'établissement du télégraphe transatlantique ; les marins anglais la nomment habituellement *oaze*. Elle renferme une multitude de carapaces calcaires sécrétées par des foraminifères, surtout par des globigérines. L'on y voit aussi des carapaces siliceuses provenant de diatomées marines, particulièrement de *coscinodiscus*. Enfin, il y a en outre des polycistines, sortes de spongiaires microscopiques dont les débris sont à la fois calcaires et siliceux.

La vase calcaire peut d'ailleurs être plus ou moins mélangée avec de l'argile ou bien avec un sable très-ténu. C'est une sorte de craie, non consolidée et encore délayée dans l'eau, qui est en voie de formation à l'époque actuelle.

Dans la mer des Antilles, et en général dans les mers du Sud qui sont peuplées par des polypiers, on rencontre quelquefois une vase calcaire blanche ; elle peut provenir, au moins en partie, des déjections laissées par les poissons ou par les échinodermes qui se nourrissent de ces polypiers, mais elle résulte aussi de la trituration de leur têt qui est opérée par la mer.

8° L'*arène corallienne* est formée de débris de polypiers que la mer a remaniés et arrondis. Elle est blanche et résulte d'un dépôt de grains calcaires qui sont encore désagrégés et peuvent être plus ou moins mélangés de sable quartzeux. C'est exclusivement dans les mers du Sud et au voisinage des polypiers que les sondages ont indiqué sa présence.

— Les mers reçoivent des dépôts qui sont formés, non-seulement de matières inorganiques, mais encore de matières organiques ; par con-

séquent, il est intéressant de savoir de quelle manière les animaux et les végétaux qui s'y développent sont répartis sur leur fond. Comme les sondages fournissent de nombreuses indications à cet égard, j'ai cherché, autant que possible, à les résumer sur mes cartes.

Les polypiers ont été figurés d'après les travaux des Ingénieurs Hydrographes et ceux de Darwin. L'on sait qu'ils sécrètent des récifs calcaires, en sorte qu'ils donnent dans le fond de la mer des roches qui sont, par exception, solides et pierreuses dès l'époque actuelle.

Sur nos côtes de France, les nullipores ou millépores forment des bancs assez étendus qu'il a été possible de représenter.

Les mollusques et les invertébrés marins ayant un têt calcaire sont extrêmement disséminés, et l'on en rencontre dans presque toutes les mers, mais il est important de connaître quels sont les fonds les plus peuplés. Or, les sondages faits par les marins permettent de les délimiter, parce qu'ils indiquent toujours l'existence des coquilles lorsqu'il en existe une proportion notable. En conséquence, partant de ces données, j'ai spécialement représenté sur mes cartes les dépôts qui sont les plus riches en coquilles. Ces dépôts ont été circonscrits par un périmètre, en sorte qu'on reconnaît très-facilement les fonds habités par les mollusques, car ce sont précisément ceux sur lesquels on trouve leurs débris. On constate, par exemple, que les mollusques sont souvent très-abondants sur le sable, mais qu'ils peuvent aussi recouvrir des roches de nature variée et particulièrement des roches pierreuses. En un mot, l'on voit très-bien comment les dépôts les plus riches en coquilles sont répartis sur le fond des mers et par suite quelles sont les régions sous-marines les plus favorables au développement des mollusques.

Les plantes marines, lorsqu'elles étaient très-abondantes, ont été figurées par un simple signe qui permet de distinguer facilement les roches constituant le fond. Ces plantes sont quelquefois des fucus et des gœmons qui viennent sur les roches, mais surtout des algues qui croissent habituellement sur des fonds de sable vaseux. Ces algues forment des herbiers qui tantôt couvrent la plage et tantôt s'étalent en longs rubans à un niveau inférieur. Sur certains points, on rencontre aussi ce que les marins nomment des *matles*, c'est-à-

dire des mélanges d'herbe et de sable. Les fucus flottants peuvent d'ailleurs occuper de très-grandes surfaces.

Les foraminifères qui sont intermédiaires entre les plantes et les mollusques rampent sur le fond et sécrètent comme ces derniers un têt calcaire. Les étendues sur lesquelles ils se développent sont immenses. Indépendamment de ce qu'on les trouve dans les dépôts de rivage, ils pullulent vers la haute mer et spécialement dans la vase calcaire qui est la craie de l'époque actuelle. Il n'était donc pas nécessaire d'indiquer d'une manière spéciale les endroits dans lesquels leur présence a été constatée ; nous l'avons fait seulement pour les côtes de France.

— Lorsque le dépôt recouvrant le fond de la mer se laisse traverser par la lance de sonde, l'on peut quelquefois reconnaître si le sable ou la vase reposent sur de la craie ou sur des roches pierreuses. Il m'a paru qu'alors il était utile d'indiquer, non-seulement la nature de la roche sous-jacente, mais encore celle du dépôt mince qui la recouvre ; c'est ce qui a été fait au moyen de signes conventionnels très-simples dont on trouvera l'explication dans la légende de la carte lithologique de la France.

— Les roches meubles ou pierreuses qui forment le fond des mers appartiennent soit à l'époque actuelle, soit à des époques antérieures ; elles ont été représentées par des couleurs selon l'usage adopté en géologie ; toutefois, il importe d'observer qu'une même couleur accuse seulement le même caractère minéralogique pour les roches qu'elle réunit, leur âge pouvant être très-différent. En outre, diverses couleurs doivent être consacrées à des roches de même âge, comme le sont, par exemple, celles de l'époque actuelle. On voit donc que ces cartes font connaître simplement la *lithologie du fond des mers*.

Esquisser la géologie du fond des mers est un problème assurément très-difficile, mais dont la solution n'est pas impossible. Dans les recherches que j'ai entreprises sur les environs de Paris, j'ai constaté, en effet, qu'on parvient à repérer avec sûreté les couches de tout le bassin parisien, en examinant les échantillons ramenés par la sonde. Avec un peu d'habitude, on les reconnaît très-bien à la loupe, lors même

qu'ils ont été en partie broyés et réduits en fragments microscopiques par le travail du sondage. Je ne mets donc pas en doute qu'on ne parvienne également à des données certaines sur la géologie du fond des mers ; il suffirait pour cela de recueillir les échantillons des sondages exécutés par les marins et de les soumettre à l'examen d'un géologue exercé.

Du reste, à défaut d'échantillons provenant des sondages hydrographiques, l'on obtient déjà quelques indications sur les roches et sur les terrains qui affleurent sous la mer en se livrant à une étude attentive des forages et des puits artésiens qui ont été faits le long des côtes ; car ces forages permettent de préciser la profondeur à laquelle se trouve chaque couche.

En tout cas, lorsqu'on rapproche la carte géologique d'un pays de la carte lithologique des mers qui le baignent, il devient souvent possible de repérer les affleurements sous-marins des roches qui émergent sur ses côtes. Nous aurons soin d'ailleurs en étudiant les cartes jointes à cet ouvrage, de signaler les notions qu'elles fournissent sur la *géologie du fond des mers*.

— Quelques objections peuvent être faites sur le procédé qui a été suivi pour l'exécution de ces cartes. On demandera, par exemple, si la nature du fond de la mer a toujours été déterminée d'une manière suffisamment exacte ? Il est certain que les échantillons rapportés par la sonde sont fortement délavés par l'eau lorsqu'ils arrivent à la surface ; ils sont examinés par des observateurs très-divers et possédant rarement des connaissances minéralogiques ; de plus, ce qui est nommé sable vaseux par l'un, sera quelquefois appelé vase sableuse par un autre. Ces causes expliquent très-bien pourquoi les cartes marines ne sont pas toujours parfaitement d'accord sur la nature du fond ; mais comme leurs indications sont essentiellement physiques et non pas minéralogiques, leurs divergences sont cependant assez rares ; on est même surpris qu'il y en ait aussi peu et assurément il n'y en aurait pas moins si les échantillons avaient été dénommés par des géologues différents. Il me paraît donc que les cartes dressées par les Ingénieurs Hydrographes et par les marins donnent des renseignements qui méritent toute confiance.

Si l'on jette un coup d'œil sur les cartes marines lithologiques exécutées d'après la méthode qui vient d'être indiquée, on remarque tout d'abord que les roches constituant le fond des mers présentent une composition minéralogique assez variée. Ce résultat se comprend du reste facilement, puisqu'elles appartiennent à différentes époques.

Lorsqu'on considère spécialement les dépôts de l'époque actuelle, on trouve qu'ils peuvent changer beaucoup, même sur des surfaces peu étendues.

Et, en effet, ils sont en relation avec la profondeur de la mer, avec la direction et la force des courants sous-marins, en un mot, avec l'agitation des eaux. De plus, ils dépendent des roches qui constituent les bassins hydrographiques dont ils reçoivent les débris. Ils dépendent aussi des roches qui constituent le fond de la mer et ses parois. Enfin, ils dépendent même des eaux baignant chaque côte, parce que leur température et leur composition chimique sont plus ou moins favorables au développement des mollusques. Ces faits seront d'ailleurs mis complètement en évidence en comparant entre eux les dépôts marins et aussi les conditions dans lesquelles ils se produisent, spécialement l'état d'agitation des eaux et la constitution géologique des côtes voisines.

L'étude lithologique du fond des mers présente un très-grand intérêt, puisqu'elle fait connaître la répartition et la composition minéralogique des couches marines qui se forment à l'époque actuelle ; elle indique aussi la distribution des mollusques et des plantes marines ; elle permet même de retrouver dans le fond des mers les roches qui se montrent sur les côtes qu'elles baignent. Nous allons essayer cette étude pour les mers principales du globe ou du moins pour celles qui sont les plus fréquentées et dans lesquelles il a été fait un nombre suffisant de sondages.

L'ordre géographique devra naturellement être suivi ; d'un autre côté, il conviendra de considérer successivement chacun des grands bassins marins, ce qui se justifie d'autant mieux que leur existence remonte le plus souvent à des époques géologiques antérieures à l'époque actuelle.

La France nous occupera tout d'abord ; car, indépendamment de

ce que son hydrographie a été faite avec le plus grand soin, sa constitution géologique est bien connue et de plus les recherches précédentes sur ses dépôts littoraux nous permettent de comprendre facilement la lithologie du fond de ses mers.

FRANCE

MÉDITERRANÉE.

Étudions d'abord la lithologie des mers qui baignent les côtes de France et commençons par la Méditerranée. (Voir la carte n° 1 de la France).

Les sondages apprennent qu'il existe des roches sous-marines sur un grand nombre de points de nos côtes méditerranéennes. Ces roches sont figurées par la couleur carmin ; elles s'observent notamment à la pointe orientale de l'Esterel, autour des montagnes granitiques des Maures, vers l'entrée du golfe de Grimaud et au cap Taillat, au Sud-Ouest de la presqu'île de Toulon, au Sud-Est de Perols et de Frontignan, au fort Brescou près d'Agde, à Collioure et surtout autour du cap de Creus dans les Pyrénées.

Généralement, elles font saillie sur le fond de la mer et elles se trouvent dans le voisinage de côtes montagneuses. Leur composition minéralogique n'est pas moins variée que celle des roches émergées, dont elles forment le prolongement. Sur le littoral français de la Méditerranée dont les eaux sont profondes, elles occupent du reste une surface beaucoup moindre que sur nos côtes de l'Océan.

Il est visible que le sable forme une bordure continue le long du rivage, c'est-à-dire dans les parties où les eaux sont basses et agitées.

Cette bordure devient très-mince au pied des montagnes des Alpes, des Maures et des Pyrénées ; mais cela tient alors à ce que la côte est abrupte et par suite la mer profonde à une petite distance. Dans ce dernier cas, les débris qui composent le sable sont souvent assez grossiers ; près du niveau de l'eau, ils peuvent passer à du gravier ou bien même à des galets.

La bordure de sable s'élargit lorsque la mer reste peu profonde ou bien lorsque le rivage est flanqué soit par des îles, soit par des

hauts fonds. C'est ce qui a lieu par exemple autour des îles d'Hyères, au Sud de Marseille et de la Ciotat, particulièrement sur le banc des Blauquières. En ce qui concerne le banc des Blauquières, observons que sa profondeur dépasse souvent 150 mètres ; par suite, le dépôt de sable qui le recouvre n'a sans doute pas été transporté par des courants et il provient vraisemblablement de la destruction de la roche même qui compose le fond. Ce banc se trouve, d'ailleurs, sur le prolongement sous-marin d'une zone de grès bigarré qui, passant par Fréjus et Toulon, suit les flancs des montagnes des Maures et se dirige vers le Sud-Ouest. Je suis porté à croire qu'il appartient au grès bigarré et, comme sa surface est assez inégale, la destruction de ses parties élevées par la mer doit naturellement donner du sable.

Sur quelques points, le sable marin se trouve émergé par un soulèvement de la côte ; c'est par exemple ce que l'on observe à Nice et à Saint-Hospice près de Monaco, où il passe à un grès contenant les mollusques qui vivent actuellement dans la Méditerranée (1).

La vase est le dépôt le plus habituel de la Méditerranée ; elle se rapproche très près des côtes, surtout lorsqu'elles sont abruptes. Au delà de 200 mètres, les sondages n'indiquent guère que de la vase, et généralement elle se rencontre à une profondeur beaucoup moindre. On la trouve aussi dans les étangs littoraux, tels que ceux de Thau et de Berre. Comme nous l'avons vu précédemment, sa composition varie avec les golfes dans lesquels elle se dépose ; ainsi, dans un golfe bordé de calcaire comme celui de Marseille, elle sera beaucoup plus riche en carbonate de chaux que dans le golfe des Saintes-Maries formé par les alluvions du Rhône. En définitive, la vase donne une couche de marne qui est plus ou moins mélangée de débris de coquilles et souvent de plantes marines. La Méditerranée ayant des eaux profondes et soustraites à l'agitation des marées, l'on conçoit du reste qu'elle se dépose sur presque toute son étendue.

Indépendamment des coquilles qui lui sont mélangées, la vase contient souvent du sable ayant un grain très-fin ou microscopique

(1) La Marmora : *Voyage en Sardaigne*, I, 345.

et qui reste facilement en suspension dans l'eau. Quand la proportion de sable augmente, le dépôt devient du sable vaseux. Alors il forme fréquemment une zone qui est interposée entre le sable et la vase ; mais sur les côtes de la Méditerranée, qui ont une forte pente, cette zone est généralement rudimentaire et les deux dépôts passent l'un à l'autre presque sans transition.

D'un autre côté, le sable vaseux peut aussi couvrir de grandes surfaces dans la Méditerranée ; il convient de signaler spécialement une vaste bande de forme irrégulière qui s'étend dans le golfe du Lion. Partant du cap Cerbère à la frontière d'Espagne, elle s'allonge et en même temps s'élargit vers le Nord-Est. Elle suit la côte sous-marine en restant à peu près parallèle au rivage. Sa profondeur est supérieure à 30 mètres et peut dépasser 200 mètres. Partout ce sable vaseux est entouré de vase, en sorte que son dépôt ne saurait être attribué à un courant, mais uniquement à la nature du fond ; il me paraît donc qu'il indique l'existence d'une formation arenacée qui vient affleurer sous la mer à ce niveau.

— Enfin, il convient encore de signaler les parties de nos côtes méditerranéennes qui sont les plus riches en végétaux et animaux marins.

Les herbiers se montrent surtout autour du vaste promontoire qui s'étend depuis Nice jusqu'aux Bouches-du-Rhône ; mais ils sont rares ou bien manquent complètement dans le golfe du Lion. C'est dans la rade d'Hyères et dans le golfe de Marseille qu'ils sont le plus abondants. On les retrouve près des îles de Lerins et d'Hyères, ainsi que dans les étangs de Thau et de Berre. Au Sud du golfe du Lion, ils reparaissent près de Blanza et de Roses sur la côte espagnole.

On peut observer que les herbiers prospèrent particulièrement sur les côtes rocheuses, qu'elles soient calcaires comme dans les golfes de Marseille et de la Ciotat, ou bien feldspathiques comme le long des porphyres de l'Esterel et des montagnes granitiques des Maures ou des Pyrénées. Ils s'accoutument encore très-bien d'un fond plus ou moins vaseux, tel que celui de la rade d'Hyères. Mais ils disparaissent sur un fond épais de sable, comme celui qui borde le golfe du Lion dans presque toute son étendue. Ce résultat tient sans doute

à ce que la grande mobilité des grains de sable permet difficilement aux herbiers de se fixer.

Quant à la profondeur à laquelle se trouvent ces herbiers, elle est généralement assez faible et elle reste inférieure à 100 mètres.

Les dépôts les plus riches en coquilles occupent des surfaces assez irrégulières sur notre littoral méditerranéen. Il y en a, par exemple, près de Saint-Tropez, près des îles du Levant, au Sud de la presqu'île de Toulon et sur le banc des Blauquières. Il y en a surtout vers le large et dans le golfe du Lion, notamment au Sud-Ouest de Marseille, à l'Est des étangs des Barges et de Leucate ainsi qu'à l'Est de Port-Vendres. Autour du promontoire montagneux de la Provence, les dépôts coquilliers sont peu importants et voisins du rivage ; dans le golfe du Lion, il y a bien encore quelques petits dépôts éparpillés le long du rivage, mais les principaux, qui sont très-étendus, se trouvent au large et leur distance au rivage peut atteindre 60 kilomètres.

La nature du fond recouvert par les dépôts coquilliers est assez variable ; autour de la Provence, c'est généralement le sable, plus rarement le gravier ou la roche. Dans le golfe du Lion, c'est surtout le sable vaseux et, sur de moindres surfaces, la vase.

On peut constater d'ailleurs que les dépôts coquilliers de notre littoral méditerranéen proviennent de mollusques vivant à une profondeur moindre que 200 mètres ; par suite, sur les côtes montagneuses offrant une forte pente, ces dépôts sont très-limités et voisins du rivage. En outre, bien qu'irréguliers et discontinus, ils sont en relation avec les courbes de niveau qui figurent le relief sous-marin. (Pl. A, fig. 6).

CORSE.

Avant de quitter la Méditerranée, étudions encore la lithologie sous-marine de la Corse.

Cette île comprend une multitude de petits bassins qui correspondent à ses nombreux cours d'eau ; mais elle est traversée dans le sens de sa longueur par une chaîne de montagnes qui la partage en deux versants principaux ; le versant oriental est essentiellement constitué par des roches calcaires appartenant au terrain nummuliti-

tique ; tandis que le versant occidental appartient au terrain granitique.

L'hydrographie de la Corse est bien connue par de nombreuses recherches, particulièrement par celles de M. De la Marche.

De même que toutes les îles montagneuses, elle est baignée par une mer qui devient profonde à une petite distance du rivage ; c'est notamment bien marqué sur la côte occidentale qui est très-sinueuse et bordée par des montagnes abruptes. Le fond de la mer se relève, au contraire, vers le Sud, autour du détroit de Bonifacio. La côte orientale de l'île est moins sinueuse ; elle offre une plaine d'alluvions sableuses qui est assez étroite, mais qui se prolonge sous la mer.

Les sondages ont fait reconnaître beaucoup de roches autour de la Corse. On n'en trouve pas le long des plaines d'alluvions de la côte orientale ; mais il y en a spécialement sur la côte occidentale, ainsi qu'aux extrémités Nord et Sud. Ces roches sont visiblement les contre-forts sous-marins des montagnes de l'île ; aussi s'observent-elles sur le prolongement de leurs arêtes.

Le sable forme une bordure continue autour de l'île de Corse ; il paraît s'étendre surtout à l'Est, c'est-à-dire sur le versant au pied duquel la mer est moins profonde. Des zones de gravier s'intercalent très-souvent dans cette bordure de sable ; elles sont fort irrégulières, mais s'allongent parallèlement au rivage. Il y en a notamment près de Bastia, du cap Corse, de l'île Rousse et dans tout le Sud de l'île. Cette abondance du gravier le long des côtes de la Corse doit tenir, non-seulement à l'agitation des eaux qui les baignent, mais encore à ce que les cours d'eau qui descendent de ses montagnes sont pour la plupart torrentiels et conservent jusqu'à la mer une forte pente.

En s'éloignant des côtes, on ne tarde pas à trouver la vase ; elle se rapproche même beaucoup du rivage près des golfes de Porto-Vecchio, de Saint-Manza, de Bonifacio, de Valinco, d'Ajaccio, de Sagone, de Porto, de Calvi. On peut observer d'ailleurs que ces golfes sont découpés fort avant dans les terres et que la mer y atteint généralement une grande profondeur. De plus, ils reçoivent les

débris des bassins hydrographiques occupant le Sud et l'Ouest de l'île ; or, comme ces bassins sont granitiques, la destruction de leurs feldspaths doit nécessairement donner beaucoup d'argile et contribuer à produire de là vase.

— Les plantes marines sont très-abondantes autour de la Corse où elles forment des herbiers. On en observe surtout sur la côte orientale, vers Porto-Vecchio, Cervionne, Bastia et autour du cap Corse. Il y en a aussi sur la côte occidentale et particulièrement dans les golfes de Saint-Florent, d'Ajaccio, de Sagone, de Valinco et au Sud-Ouest de l'île. Toutefois, il importe de remarquer qu'autour de la Corse, ces herbiers deviennent plus abondants sur les côtes qui sont formées par des roches calcaires. On sait que la composition minéralogique de la terre végétale, agit sur les plantes terrestres qui s'y développent spontanément ; il semblerait donc que la nature des côtes exerce une influence analogue sur les plantes marines. Il est vraisemblable que cette influence provient alors d'une légère modification dans la composition chimique des eaux qui baignent les plantes marines, puisque leurs racines sont généralement rudimentaires.

Autour de la Corse, comme sur toutes les côtes abruptes et graveleuses, les dépôts riches en coquilles sont exceptionnels et peu étendus ; il n'y en a guère que dans le voisinage de Calvi ainsi que dans les golfes d'Ajaccio et de Saint-Florent.

Passons maintenant dans l'Océan.

OCÉAN.

L'orographie de l'Océan Atlantique français est assez simple, si l'on se borne à l'esquisser d'une manière générale. Autour de nos côtes, le fond s'incline en pente très-douce, puis à une certaine distance on rencontre une chute brusque ; par conséquent, il existe une terrasse sous-marine qui s'étend à l'Ouest de la France : elle réunit notre pays avec les Iles Britanniques et la courbe horizontale qui est à la profondeur de 200 mètres en marque à peu près la limite. Très-rapprochée du rivage à la fosse du cap Breton et dans le Sud du golfe de Gascogne, elle s'en éloigne rapidement lorsqu'on remonte vers le

Nord. Sa distance à la Vendée et à la Bretagne, est environ de 150 kilomètres et elle se continue au loin vers le Nord-Ouest en restant presque parallèle à la côte. A 480 kilomètres d'Ouessant, elle s'allonge en formant un vaste cap sous-marin qui se trouve à la fois sur les prolongements du Finistère, du Cornouailles et de l'Irlande.

A l'ouest de la terrasse, la sonde accuse de suite de grandes profondeurs. D'un autre côté, des bancs assez nombreux s'élèvent sur la terrasse elle-même : d'abord, il y en a le long des côtes et aussi autour des îles. Celui qu'on nomme le Pont d'Yeu réunit sous l'Océan l'île d'Yeu à la terre ferme. Mais les bancs les plus étendus se trouvent au Nord-Ouest du Finistère et particulièrement autour de la Grande Sole.

— Nous allons actuellement décrire d'une manière sommaire, et d'après les travaux des Ingénieurs Hydrographes, les caractères lithologiques des côtes sous-marines de l'Océan français. De même que précédemment, nous remonterons du Sud vers le Nord et nous nous éloignerons de plus en plus du rivage. Comme la vase tranche bien sur le fond généralement sableux de notre Océan, il conviendra du reste de s'en occuper d'une manière spéciale.

Remarquons d'abord que les côtes occidentales de la France présentent assez souvent un fond de roches. C'est particulièrement ce qui s'observe au pied des Pyrénées, dans le voisinage des îles de Ré et d'Oléron, mais surtout autour de la Vendée et de la Bretagne. Ainsi, des roches très-étendues avoisinent les îles d'Yeu, de Normoutier, de Belle Ile, de Groix, de Glenan et spécialement les îles de Sein et d'Ouessant qui sont à l'extrême limite du Finistère. Ces roches sous-marines sont le prolongement de celles qui forment le rivage et elles doivent avoir la même composition minéralogique. Autour de la Bretagne et de la Vendée, elles sont essentiellement granitiques. Sur le plateau de Roche-Bonne, elles sont également granitiques : en effet, d'après des échantillons qui m'ont été remis par M. Bouquet de la Grye, ce plateau est formé par un gneiss gris-noirâtre, fortement micacé, dans lequel domine tantôt le quartz, tantôt le feldspath orthose ; il renferme deux espèces de micas, l'un noir ou brun foncé, l'autre blanc d'argent ; accidentellement, il con-

tient aussi du grenat jaune brunâtre. On voit donc que le plateau de Roche Bonne indique un prolongement avancé des massifs granitiques de la Vendée qui s'étendent vers le Sud-Ouest dans l'Océan.

Autour des îles de Ré et d'Oléron les roches sous-marines sont calcaires et elles appartiennent au terrain jurassique près de la première de ces îles, au terrain crétacé près de la deuxième ; de plus, des sondages y indiquent fréquemment un tuf qui est sans doute la continuation des calcaires crétacés de la Saintonge. Le même tuf se rencontre encore sur la côte des Landes, au sud de l'embouchure de la Gironde ; d'un autre côté, il s'observe aussi près de Noirmoutier et même jusqu'à Belle-Île ; en sorte que les calcaires crétacés paraissent se prolonger dans l'Océan sur cette vaste étendue.

Le plateau du Four qui se trouve au nord de l'embouchure de la Loire est également calcaire, mais il appartient au tertiaire éocène des côtes voisines (1).

GOLFE DE GASCOGNE. — Le sable qui, dans la Méditerranée, forme des bordures généralement assez minces près du rivage, couvre dans l'Océan des surfaces immenses. Ainsi, dans le golfe de Gascogne, les sondages indiquent le long des Landes du sable quartzeux dont les caractères restent bien constants. Il présente une zone dont la largeur augmente lorsqu'on remonte la côte du Sud vers le Nord ; très-réduite au pied des Pyrénées, elle est de 10 kilomètres vers le cap Breton, de 20 à la hauteur d'Arcachon ; au-delà, elle s'élargit considérablement et elle atteint plus de 120 kilomètres vers l'embouchure de la Garonne. Ce sable provient de la destruction de la côte elle-même et du remaniement du terrain pliocène des Landes ; il est même probable que les couches de ce terrain se prolongeaient autrefois sous la mer dans la partie qui est occupée maintenant par le sable.

Entre Bayonne et le bassin d'Arcachon, on trouve, à une profondeur généralement moindre que 50 mètres, une zone graveleuse qui, mince et découpée d'une manière assez irrégulière, s'allonge parallèlement à la côte. Elle paraît indiquer un affleurement sous-marin, des couches caillouteuses et à grain grossier qui sont vers la base du sable pliocène des Landes.

(1) Caillaud : carte géologique de la Loire-Inférieure.

En effet, un forage exécuté récemment à Arcachon fait connaître quelle est près du rivage des Landes la succession et la composition minéralogique de ces couches ; si l'on tient compte de ce qu'il a été commencé à la cote de 5 mètres au-dessus du niveau de la mer, voici les résultats qu'il fournit :

	Épaisseur des couches traversées	Cote au-dessous du niveau de la mer.
	m.	m.
Alluvions et sable quartziteux des Landes	28,30	- 23,50
Sables plus ou moins argileux passant aussi à l'argile sableuse	4,90	- 28,40
* Sable quartziteux grossier, plus ou moins graveleux.	17,43	- 45,83
Sable argileux	1,61	- 47,46
* Sable graveleux	1,04	- 48,50
Alternances de sable plus ou moins argileux	7,25	- 55,75
Faluns de Salles.		

On voit donc qu'il existe sous le sable des Landes, des couches graveleuses dont la profondeur au-dessous de la mer se trouve comprise, pour Arcachon, entre 28 mètres et 49 mètres : de plus, leurs affleurements sont parallèles à la côte, par conséquent, elles forment au moins en partie, la zone graveleuse sous-marine qui s'étend d'Arcachon au pied des Pyrénées.

Plus à l'Ouest, s'étend dans le golfe de Gascogne une zone qui consiste en sable vaseux fin et de couleur grise. Elle est très-inégale et présente des étranglements suivis de renflements. Vers Arcachon, elle remonte jusqu'à 50 mètres et d'un autre côté, dans le Nord du golfe, elle redescend à plus de 300 mètres de profondeur.

Maintenant, les parties les plus profondes du golfe de Gascogne reçoivent essentiellement de la vase ; cette dernière s'étend au loin du côté de l'Ouest et, vers les Pyrénées, elle s'approche très-près du rivage. Ainsi, on la trouve dans la fosse qui aboutit à l'embouchure du Boucaut près du cap Breton et qui atteint la profondeur de 375 mètres. D'un autre côté, au Nord de Fontarabie et de Saint-Sébastien, la vase remonte jusque par 50 mètres, résultat qui peut être attribué, soit à l'existence de couches argileuses sous-marines, soit encore à ce que les rivières qui se jettent dans le Sud du golfe coulent sur des schistes appartenant au terrain de transition.

Du reste, à profondeur égale, le dépôt est toujours plus vaseux dans le Sud que dans le Nord du golfe de Gascogne.

GIRONDE ET CHARENTE. — Sur la côte sous-marine, entre l'embouchure de la Gironde et la Vendée, le sable constitue toujours la plus grande partie du fond de l'Océan ; il enveloppe d'ailleurs des surfaces étendues et assez irrégulières de gravier, de sable vaseux et de vase.

Si l'on considère spécialement la vase qui se trouve à l'Ouest de l'embouchure de la Gironde, sa profondeur ne dépasse pas 75 mètres et sa forme découpée montre bien qu'on ne saurait l'attribuer à un dépôt des limons entraînés par le fleuve dans l'Océan ; elle résulte, au contraire, de l'affleurement de couches argileuses qui, d'après la constitution géologique de la côte, paraissent se rapporter aux argiles wealdiennes à lignites de l'île d'Aix ou peut-être aux marnes kimmeridgiennes.

Derrière les îles de Ré et d'Oléron, les dépôts vaseux sont très-développés et ils constituent ce qu'on nomme la *terre de Bri*. Relativement à leur origine, observons que la Charente débouche derrière l'île d'Oléron, et la Sèvre ainsi que la Ly derrière l'île de Ré. Comme ces rivières reçoivent de nombreux affluents qui se ramifient jusque dans le plateau central et comme elles comprennent dans leurs bassins des roches argileuses, l'on conçoit que, derrière ces îles et près du rivage, elles contribuent à donner des dépôts vaseux ; mais en outre la mer détruit rapidement les côtes comprises entre la Gironde et la Vendée, en sorte que les couches wealdiennes, purbeckiennes, kimmeridgiennes, oxfordiennes et liasiques qui viennent y affleurer doivent aussi fournir une grande quantité d'argile ; par conséquent, ces dépôts vaseux du littoral de la Charente, peuvent provenir à la fois de la terre et de la mer, et avoir une double origine.

VENDÉE ET BRETAGNE. — En remontant la côte de la Vendée, on trouve des fonds de vase qui sont discontinus et de formes variées ; ils se montrent près des Sables-d'Olonne, de Saint-Gilles et de l'île d'Yeu. Leur existence doit vraisemblablement être attribuée à des affleurements sous-marins du schiste de transition qui apparaît d'ailleurs à proximité et sur le rivage.

La côte entre l'île de Noirmoutier et la presqu'île de Quiberon présente encore des fonds de vase très-étendus. Ils s'observent dans la baie de Bourgneuf, à l'embouchure même de la Loire, dans tout le golfe de la Vilaine, dans le Morbihan, dans la baie de Concarneau. Leurs formes sont bizarres et contournées. Ils se rencontrent très-près du rivage, et ils n'en sont même séparés que par une bordure très-mince de sable. La profondeur à laquelle ils se trouvent est du reste très-petite, car elle ne dépasse pas 30 mètres. Parmi les rivières qui débouchent sur cette côte, la Loire, la Vilaine, l'Auray coulent sur des roches argileuses, schisteuses ou granitiques ; de plus, elles se rendent dans des baies qui sont retirées et même protégées contre l'Océan par des îles comme celles de Noirmoutier, de Houat, d'Hoedic ; par suite, une partie du limon transporté par leurs eaux, généralement fort troubles, peut tendre à se déposer près de la côte. Toutefois, cette côte est peu profonde et les eaux qui la baignent sont encore fortement agitées. En outre, les formes irrégulières de la vase, particulièrement vers l'embouchure de la Loire, indiquent bien qu'elle doit être attribuée à des affleurements sous-marins de roches argileuses. Il est donc probable que le schiste de transition vient affleurer sous la mer entre Noirmoutier et Quiberon.

Cette hypothèse semble d'ailleurs justifiée par l'existence des fonds de vase qui sont sporadiques, entièrement entourés de sable et qui se rencontrent à une petite profondeur le long de la côte Ouest de Bretagne. En effet, la vase se montre à l'Est de Belle-Ile. Plus au Nord, elle reparait près de l'île de Groix et dans la baie de Lorient ; elle occupe une surface étendue dans la baie de Concarneau et à l'Est des îles Glenan. Enfin on la retrouve encore à Pont-l'Abbé et au delà de la pointe de Penmarch.

En continuant à remonter la côte du Finistère, nous voyons la vase se montrer de nouveau vers le milieu de la baie de Douarnenez, puis dans la rade de Brest. Elle y occupe de grandes surfaces et sa présence s'explique facilement, puisque toute cette côte est formée par un terrain de transition éminemment schisteux.

Ainsi, le schiste de transition qui émerge près des sables d'Olonne paraît se continuer sous la mer et longer les côtes de la Vendée et de

la Bretagne. Ses affleurements sous-marins, recouverts sur certains points par le sable sont cependant marqués par des fonds irréguliers et discontinus de vase. Tels sont ceux qui se montrent près des Sables-d'Olonne, de Saint-Gilles, de l'île d'Yeu, de la baie de Bourgneuf, aux embouchures de la Loire et de la Vilaine, entre le Croisic et Quiberon, à l'Est des îles Belle-Ile, Groix, Glénan et jusqu'au de là de la pointe de Penmarch. Ces vases sont fréquemment associées au micaschiste qui apparaît, soit dans les îles, soit sur divers points de la côte ; elles suivent d'ailleurs le bord occidental et granitique de la presqu'île de la Bretagne ; elles indiquent une bande sous-marine de terrain de transition qui se dirige vers le nord-ouest et qui s'étend depuis les sables d'Olonne jusque vers la pointe de Penmarch ; il est probable d'ailleurs que cette bande se reliait avec celle de la baie de Douarnenez et de la rade de Brest qui traverse toute la Bretagne.

OUEST DE LA FRANCE.

Jusqu'à présent, nous avons seulement côtoyé le littoral Ouest de la France ; il convient maintenant de nous éloigner davantage et d'étudier au large le fond de l'Océan Atlantique français.

La vase plus ou moins calcaire occupe le milieu du golfe de Gascogne ; elle s'étend surtout très-loin vers l'Ouest, parallèlement à la côte Nord de l'Espagne. Elle se dépose dans les parties les plus profondes de l'Atlantique qui, du reste, sont à peine explorées. Sur quelques points elle s'approche du rivage, mais généralement elle en est au contraire séparée par des zones alternantes de sable, de sable vaseux, de vase et de gravier.

Entre les parallèles d'Oléron et de Pont-l'Abbé, une large zone de vase s'étend à peu près parallèlement à la côte. Son extrémité Sud en est distante de 70 kilomètres, tandis que son extrémité Nord se trouve seulement à quelques kilomètres de l'île de Groix et de la pointe de Penmarch. Sa profondeur varie du reste de 65 à 135 mètres.

Le sable vaseux couvre aussi de vastes surfaces dans l'Océan Atlantique français. Dans certaines parties, il est immédiatement bordé

par la vase ; toutefois, le plus souvent il l'est par le sable. Il présente des zones de largeurs variables qui serpentent assez irrégulièrement, mais affectent cependant, comme la côte de Bretagne, une direction bien marquée vers le Nord-Ouest. Dans le Sud du golfe de Gascogne, une zone mince de sable vaseux se continue du cap Hoyambre à Plencia, en restant parallèle à la côte d'Espagne ; elle est à la limite du sable et de la vase, et sa profondeur est généralement comprise entre 100^m et 250^m.

Signalons particulièrement la longue zone de sable vaseux qui s'étend depuis le Finistère jusque dans le Sud du golfe de Gascogne. Elle suit régulièrement la zone de vase comprise entre les parallèles d'Oleron et de Pont-l'Abbé et, vers le Finistère, elle s'arrête à la même limite. Sa cote qui est de 50^m vers le Nord, descend au-dessous de 200^m vers le Sud. Certaines de ses parties se trouvent même à des profondeurs beaucoup plus grandes, puisqu'elles sont supérieures à 600^m ; c'est en particulier ce qui a lieu pour la ramification qu'elle présente vers l'Ouest, un peu au sud du parallèle passant par l'embouchure de la Gironde. Que cette zone de sable vaseux soit unique, comme la carte n° 1 la représente, ou bien qu'elle doive être subdivisée, il est certain qu'elle plonge de la Bretagne vers le golfe de Gascogne : on voit de plus qu'elle reste presque constamment sur le haut de la terrasse qui porte la France. Remarquons en outre qu'elle se trouve à une profondeur plus grande que la vase qui la borde du côté de la terre ; tandis que vers la pleine mer, elle est bordée elle-même par un sable gris, quelquefois accompagné de coquilles brisées et particulièrement de piquants d'oursins.

La répartition de la vase et du sable vaseux dans l'Océan, au large des côtes de France, rend bien sensible l'influence que les roches composant le fond de la mer exercent sur la nature du dépôt marin. Car les zones de vase, de sable vaseux et de gravier qui sont si bien caractérisées dans l'Océan français ne sont aucunement en relation avec sa profondeur. Sur certains points, elles sont complètement entourées par du sable qui se trouve à une profondeur tantôt moindre, tantôt plus grande. D'un autre côté, des changements dans la vitesse des courants sous-marins ne permettraient pas d'expliquer

leur distribution dans le fond de la mer. Il faut, au contraire, observer que ces zones sont en relation évidente avec l'orographie et avec la géologie des côtes de France autour desquelles elles serpentent. Il est donc visible qu'elles proviennent de couches qui, appartenant au grand bassin de l'Océan français, viennent affleurer sous ses eaux et fournissent de l'argile, du sable ou du gravier par leur destruction.

La faible agitation de l'Océan aux grandes profondeurs auxquelles s'observent ces zones, explique comment la vase reste au voisinage des roches argileuses qui l'engendrent et comment elle produit une sorte d'émulsion sur ces roches elles-mêmes. Le dépôt qui se forme dans ces conditions sous la mer et par l'action de l'eau peut d'ailleurs être comparé à la terre végétale ; car lorsque cette terre résulte d'une destruction opérée sur place par l'atmosphère, elle est également composée de débris qui sont fournis par les roches voisines et sous-jacentes.

Il est assurément difficile de préciser à quels terrains appartiennent les couches argileuses auxquelles sont dues les grandes zones de vase et de sable vaseux qui, à l'Ouest de la France, s'étendent au loin dans l'Océan ; j'observerai cependant que le terrain jurassique borde la mer dans les Pyrénées, dans la Charente, dans la Vendée ; il entoure en partie la presqu'île de Bretagne et se prolonge certainement sous la mer ; de plus, il a une épaisseur énorme dans l'Ouest de la France, comme l'apprend un sondage fait par M. Degoussée dans l'hôpital maritime de Rochefort. En effet, on a constaté que ce terrain finit seulement à 765^m ; les marnes de Kimmeridge ont une épaisseur de 104^m et se trouvent à 94^m de profondeur ; les marnes d'Oxford ne sont atteintes qu'à 232^m et celles du lias à 628^m ; il me paraît donc probable que ces zones de vase indiquent les affleurements sous-marins de couches argileuses du terrain jurassique, notamment des marnes de Kimmeridge ou bien des marnes d'Oxford et peut-être même du lias pour les parties les plus profondes.

En résumé, de la vase plus ou moins riche en calcaire se dépose au pied de la terrasse qui porte la France et s'accumule dans les parties les plus profondes de l'Océan Atlantique. Sur cette terrasse elle-même, c'est au contraire le sable qui domine ; il y est sans cesse

amené par les cours d'eau et engendré par l'œuvre de destruction que la mer exerce sur ses propres parois. Dans les parties du fond qui sont constamment décapées et qui ne reçoivent pas de dépôt, l'on trouve d'ailleurs des surfaces irrégulières ou bien des zones parallèles ; les unes et les autres correspondent aux affleurements sous-marins, soit de roches pierreuseuses soit de diverses couches qui émergent habituellement sur les côtes voisines.

—Les mollusques qui peuplent l'Océan Atlantique français s'y trouvent répartis d'une manière très-inégale.

Si l'on juge de leur abondance d'après les débris de coquilles qu'on ramène avec la sonde, on constate qu'ils manquent ou sont relativement assez rares dans le golfe de Gascogne, qu'ils deviennent abondants au large de l'Aunis et de la Saintonge, mais surtout vers les côtes de Bretagne et à l'entrée de la Manche.

Dans le golfe de Gascogne, on ne rencontre pas au Sud du parallèle d'Oleron des dépôts qui soient très-riches en coquilles et essentiellement formés de leurs débris. La pauvreté en mollusques n'est pas limitée au rivage sableux des Landes et elle se continue jusqu'à une grande distance vers l'Ouest.

Des dépôts coquilliers s'observent au contraire autour des îles qui avoisinent les côtes de l'Aunis, de la Vendée et de la Bretagne. Mentionnons spécialement les îles de Ré, de Belle-Ile, de Groix, de Glenan, d'Ouessant. Quelquefois les plages coquillières s'étendent de ces îles à la terre ferme, comme entre Belle-Ile et Quiberon. Parmi les dépôts coquilliers les plus importants, signalons celui qui se trouve entre le plateau de Rochebonne, les Sables-d'Olonne et l'île de Ré, s'allonge de l'Est vers l'Ouest et reste à une profondeur intérieure à 50 mètres ; celui à l'Ouest de Noirmoutier et celui au Sud de Belle-Ile ; mais surtout le dépôt compris entre Penmarch et les îles d'Ouessant, qui s'étend très-loin à l'Ouest du Finistère et se continue jusqu'aux limites de la terrasse qui porte la France.

Entre les degrés de latitude $45 \frac{1}{2}$ et $46 \frac{1}{2}$, un dépôt coquillier de forme allongée se trouve à une profondeur moyenne de 50^m. Du reste dans la zone de sable longeant le bord de la terrasse sous-marine qui porte la France et au-dessus du 45^e degré de lati-

tude, la sonde ramène des débris de coquilles et particulièrement des pointes d'échinodermes jusque par des profondeurs qui varient de 100 à 400 mètres. En descendant à des profondeurs plus grandes, on atteindrait sans doute la vase calcaire, formée de foraminifères, qui se dépose généralement dans l'Atlantique et spécialement sur le trajet du Gulf stream.

Constatons, en terminant, que dans l'Océan français, les fonds sur lesquels abondent les débris de coquilles sont presque constamment le sable et accidentellement le gravier ou la roche.

MANCHE.

La Manche qui baigne tout le Nord-Ouest de la France, est une mer peu profonde, car elle n'a pas plus de 45^m en moyenne. Son bassin se relève près des côtes de France et d'Angleterre; il se relève aussi vers le Pas-de-Calais, tandis qu'il s'abaisse vers l'Océan.

Parmi les traits principaux de l'orographie de la Manche nous indiquerons les terrasses sous-marines qui bordent ses côtes. En outre, des bancs assez nombreux s'y observent, surtout vers le Pas-de-Calais; tels sont, par exemple, la Bassure, le Vergoyer, le Colbart qui s'allongent parallèlement à la côte française et dans son voisinage.

Il importe de signaler une fosse centrale qui s'étend depuis le Comté de Sussex jusqu'au Finistère. Elle est contournée et présente des ramifications irrégulières vers le cap de la Hague, à la pointe occidentale du Cotentin. Sa largeur est très-petite, mais sa profondeur est bien supérieure à celle de la Manche; à l'Ouest du cap de la Hague elle dépasse même 160 mètres. Cette fosse centrale correspond à une vallée sous-marine et, d'après ses caractères, on voit bien qu'elle n'a pas été creusée par les courants de la Manche; elle résulte au contraire d'une fracture profonde, dont la direction générale est E-N-E; bien qu'elle soit très-étroite, les dépôts actuels ne l'ont pas encore comblée.

— La Manche étant balayée par des courants énergiques, on doit s'attendre à ce que son fond ne reçoive pas partout des dépôts, mais soit au contraire formé très-souvent par des roches pierreuse^s

antérieures à l'époque actuelle ; c'est, en effet, ce qu'apprennent les sondages, et proportionnellement ces dernières roches y occupent même une étendue beaucoup plus grande que dans les autres mers. D'abord, elles présentent des surfaces très-vastes dans tout l'Ouest de la Manche ; elles bordent la Bretagne et le Cotentin auquel elles réunissent Jersey ainsi que les autres îles anglo-normandes ; de plus elles réunissent la Bretagne au Cornouailles et le Cotentin au Sud de l'Angleterre. Elles sont découpées suivant des écharpes très-irrégulières ; non-seulement elles longent les côtes, mais elles traversent complètement la Manche, se poursuivant jusque dans les parties les plus basses de son bassin et même jusque dans son thalweg.

Ces roches sont assurément très-variées ; cependant entre la Bretagne, le Cotentin, le Cornouailles et le Devonshire, elles appartiennent au granite et au terrain de transition. Les sondages font connaître qu'elles sont en partie formées de pierres désagrégées ; qu'en outre les roches pourries sont fréquentes autour de $49^{\circ} 15'$ latitude et de $7^{\circ} 10'$ longitude, dans le thalweg de la Manche. Plus à l'Est, les roches doivent être la continuation sous-marine des terrains secondaires qui forment les côtes opposées de la France et de l'Angleterre. Ainsi, les rochers du Calvados qui appartiennent aux calcaires de l'étage jurassique inférieur se prolongent au loin sous la mer. De même la craie blanche se retrouve jusqu'à une distance assez grande des falaises crayeuses de Fécamp, de Dieppe et de Saint-Valery en Caux ; elle se montre surtout dans le fond du Pas-de-Calais.

L'argile se rencontre sur un assez grand nombre de points de la Manche ; mais elle n'occupe que très-peu d'étendue. On la trouve d'ailleurs au voisinage des côtes et le plus ordinairement elle est accompagnée de vase. A l'embouchure de la Seine, les sondages indiquent l'argile kimmeridgienne à Honfleur et autour du cap la Hève par l'Ouest du Havre ; elle se rencontre également sous les amas de galets et de pierres qui forment les bancs d'Amfard et du Ratier.

Maintenant, l'argile oxfordienne de Dives présente une succession de couches argileuses atteignant 125^m d'épaisseur ; c'est donc elle qui affleure sous la mer entre les embouchures de la Touque et de l'Orne.

D'un autre côté, des sondages exécutés dans le Pas-de-Calais par la Compagnie qui propose de creuser un tunnel entre la France et l'Angleterre ont permis de suivre très-exactement l'affleurement sous-marin de l'argile du Gault entre Folkestone et Escalle près de Wissant.

Le sable constitue le dépôt qui se forme sur presque toute l'étendue de la Manche. Il est mélangé d'une grande quantité de coquilles. Ses caractères sont nécessairement assez variables ; tandis qu'il est feldspathique près des côtes granitiques de la Bretagne et du Cotentin, il est essentiellement quartzeux vers l'Est de la Manche où il provient de couches sableuses ainsi que de la destruction des grès et des silex. Il remplit particulièrement les anses et les échancrures des côtes dans lesquelles il tend à s'accumuler par suite du ralentissement des eaux. Ainsi, il recouvre le fond des baies de Saint-Brieuc, de Cancale, des Veys, de la Somme. C'est surtout dans la grande baie de la Seine qu'il forme des couches épaisses ; car le Cotentin est un épi gigantesque qui s'avance dans la Manche ; il protège en partie la baie de Seine contre le courant le plus violent, celui de flot, qui vient du côté de l'Ouest et il facilite le dépôt du sable dans cette baie.

Près du rivage, il arrive souvent que le sable est accompagné de gravier et ce résultat s'explique aisément par l'agitation plus grande de la mer.

Mais le gravier occupe aussi de vastes surfaces dans la Manche et descend jusque dans les parties basses de son bassin : ses contours sont alors découpés d'une manière bizarre qui est indépendante de l'agitation des eaux ; tantôt il est entouré complètement par du sable, tantôt il est contigu à des roches pierreuses et spécialement à de la craie. Je signalerai par exemple la grande surface qui, comprise entre deux lignes menées de Fécamp à Brighton et de Dieppe à Dunge Ness, se tient à un niveau inférieur à celui de la craie sous-marine. Sur la côte d'Angleterre, on retrouve des surfaces de gravier qui sont dans des conditions analogues ; elles s'observent notamment au Sud-Est de Portland et de Portsmouth, ainsi que vers Brighton et le cap Beachy. Ces accumulations de gravier ne peuvent avoir été

formées par les courants actuels et comme elles sont au-dessous de la craie blanche, je pense qu'elles résultent d'un remaniement des couches graveleuses et imparfaitement cimentées qui sont à la base du terrain crétacé ; elles correspondent donc à des affleurements sous-marins du terrain crétacé inférieur et elles indiquent même comment il se continue sous la Manche.

La vase ne se montre pour ainsi dire pas dans le milieu de la Manche, soit parce que les courants l'entraînent vers la haute mer, soit parce que les roches qui pourraient en fournir par leur destruction sont déjà complètement recouvertes par des couches de sable déposées depuis l'époque actuelle. Cependant le long des côtes, on observe beaucoup de fonds de vase ou de sable vaseux qui ont peu d'étendue. Il y en a surtout un grand nombre près des côtes de Bretagne ; ils se rencontrent, par exemple, dans les baies de l'Aberwrach, de Morlaix, du Treguier, de Lézardrieux, de Paimpol, ainsi que sur divers points des baies de Saint-Brieuc et de Cancale. On peut remarquer que c'est particulièrement dans les endroits retirés où les eaux sont moins agitées et où le schiste de transition vient affleurer sur le rivage.

A l'Ouest du Cotentin, quelques fonds de sable vaseux se montrent entre Granville et le Havre de Portbail ; ils s'étendent sur le banc de la Cathéue et vers la Chaussée des Bœufs. Toute cette côte appartient d'ailleurs au terrain de transition et le plus souvent la profondeur de la mer s'y réduit à quelques mètres.

A l'Est de l'île de Jersey, on voit reparaître un peu de vase et en même temps le terrain de transition.

Au Nord du Cotentin et dans les environs de Cherbourg, la vase se retrouve encore à proximité de ce terrain. C'est aussi ce qui a lieu près de la Hougue.

En pénétrant ensuite dans le grand golfe qui est à l'embouchure de la Seine, on voit la vase et le sable vaseux prendre un assez grand développement. Leurs surfaces sont découpées irrégulièrement, mais elles s'allongent suivant le rivage ; de plus, elles augmentent beaucoup d'étendue vers l'embouchure du fleuve dans lequel elles remontent. Leur profondeur ne dépasse pas 30 mètres ; dans certaines

parties de l'embouchure où la profondeur se réduit à quelques mètres, l'on a d'ailleurs des bancs de sable.

Parmi les côtes près desquelles on observe la vase ou le sable vaseux, signalons particulièrement, sur la rive gauche du golfe, celles de Valogne, d'Isigny, de Port-en-Bessin et du Calvados, de Dives, de Trouville, de Honfleur.

A l'embouchure même de la Seine et sur sa rive droite, la vase et le sable vaseux occupent aussi de grandes surfaces allongées qui s'étendent devant le Havre et se continuent jusqu'à Etretat.

Cette vase du golfe de la Seine provient essentiellement des couches argileuses qui affleurent sur ses parois et il me paraît même qu'on peut indiquer avec quelque vraisemblance le terrain auquel elles appartiennent. La Carte géologique de France apprend, en effet, que l'argile de Kimmeridge se trouve au niveau de la mer au cap la Hève et à Honfleur, l'argile d'Oxford à Dives, le lias en regard des îles Saint-Marcouf. D'un autre côté, ces couches font partie d'un même bassin, en sorte qu'elles affleurent très-probablement sous la mer suivant des zones à peu près parallèles au lias qui, sur le rivage voisin, est lui-même orienté vers le nord-ouest. En outre, elles ne sont pas recouvertes par des dépôts de sable comme sur d'autres points de la Manche; car les dégradations de la mer qui s'exercent avec le plus de force vers le niveau des marées tendent, au contraire, à les mettre à nu et à les décaper sans cesse. On conçoit donc que les argiles jurassiques, particulièrement celles de Kimmeridge et d'Oxford, viennent affleurer sur les parois du golfe de la Seine et qu'elles contribuent par leur destruction à introduire de la vase dans les dépôts de ses bords.

La vase plus ou moins sableuse qui s'étend du Havre à Etretat, occupe une surface triangulaire et provient évidemment de l'argile de Kimmeridge qu'on voit à marée basse au cap la Hève. En regard de ce cap, elle s'avance de 20 kilomètres dans la mer et elle se raccorde d'ailleurs très-bien avec la côte de la Haute-Normandie dont elle dessine le prolongement sous-marin. Il est vraisemblable qu'elle représente de combien la mer a rongé la côte crayeuse de la Haute Normandie, vers l'embouchure de la Seine et depuis l'époque actuelle.

En continuant vers le Boulonnais, on trouve la côte bordée par un grand nombre de petites zones sporadiques de vase ou de sable vaseux ; il y en a, par exemple, près de Dieppe, près de Cayeux, vers l'embouchure de la Somme, au large de Boulogne et d'Ambleteuse.

— La Manche est remarquablement riche en dépôts coquilliers. Ces dépôts présentent des découpures assez irrégulières, mais ordinairement ils s'allongent parallèlement aux côtes de France et d'Angleterre. Toutefois ils descendent aussi dans le fond de la Manche et même ils la traversent complètement ; telle est la vaste surface couverte de débris de coquilles qui occupe l'entrée de la Manche et s'étend du Cornouailles à la Bretagne.

Des dépôts coquilliers importants s'observent encore dans les baies de Saint-Brieuc et de Cancale, à l'Ouest et à l'Est du Cotentin, ainsi que sur les côtes de la Basse Normandie. A l'embouchure de la Seine, ils présentent une interruption bien marquée qui doit vraisemblablement être attribuée à l'eau douce déversée par le fleuve ; car ils réapparaissent sur les côtes de la Haute Normandie et de la Picardie où ils forment une longue zone se continuant d'Étretat jusqu'au delà de la Canche.

Les dépôts coquilliers de la Manche sont le plus généralement sur un fond de sable ; cependant ils peuvent quelquefois se trouver sur le gravier ou sur le sable vaseux ou bien encore recouvrir des roches.

Relativement aux plantes marines, on a constaté qu'un fucus, de l'espèce nommée *filum*, est très-abondant sur les côtes de Bretagne. Il se développe au niveau des basses mers équinoxiales et un peu au-dessous. On l'observe particulièrement, près des îles d'Ouessant ainsi que sur toute la côte granitique, entre Brest, les Sept-Îles et Bréhat ; tandis qu'il ne croît pas dans le détroit, dans lequel on le rencontre néanmoins et au delà duquel il peut même être entraîné jusque dans la mer du Nord, par le courant de la marée montante.

MER DU NORD.

Entrons maintenant dans le Pas-de-Calais et dans la mer du Nord.

L'orographie de cette mer qui est parfaitement connue, réclame d'abord notre attention ; elle est surtout caractérisée par un nombre très-grand de bancs de sable. Comme ils s'élèvent fréquemment jusque vers le niveau de l'eau, ils donnent lieu à des bas-fonds dangereux pour la navigation ; aussi les Ingénieurs Hydrographes les ont-ils délimités avec beaucoup de soin sur les cartes marines où la plupart sont même désignés par des noms spéciaux.

Dans le Pas-de-Calais et dans les deux mers avec lesquelles il communique, ces bancs présentent des collines sous-marines qui sont surtout remarquables par leur forme allongée et par leur orientation. Lorsqu'ils se trouvent près des côtes, ils leur sont à peu près parallèles ; c'est particulièrement bien visible entre Saint-Valery et Ostende, vers la côte d'Angleterre et aussi dans le grand golfe de la Tamise. On peut s'en rendre compte en observant que le Pas-de-Calais est traversé par les courants de flot et de jusant qui sont eux-mêmes à peu près parallèles aux côtes ; par suite, ces courants doivent raviner le fond de la mer et tendre à accumuler le sable parallèlement à leur direction. Du reste, la formation des collines sous-marines de sable peut, jusqu'à un certain point, se comparer à celle des dunes ; en effet, le sable est alors transporté par l'eau, tandis que dans les dunes, il l'est par le vent.

Il importe d'observer que les terrains sableux offrent souvent des collines alignées et parallèles dont la disposition rappelle tout à fait celle des collines sous-marines de la mer du Nord. Dans les environs de Paris, on peut citer, comme exemple, la forêt de Fontainebleau que son aspect pittoresque a rendue célèbre. Il est facile de reconnaître que ses collines de grès s'orientent généralement suivant l'Ouest un peu Nord et que de plus elles sont transverses à la direction des cours d'eau ainsi qu'à la pente du bassin parisien. Il est donc probable qu'elles ont été produites originairement par les courants qui labouraient le fond de la mer au moment de leur formation. Quant aux courants diluviens, ils paraissent surtout avoir eu pour effet d'enlever les dépôts meubles qui ont rempli postérieurement les vallées, à fond quelquefois très-inégal, séparant les collines sous-marines ; en outre, ils ont creusé de nouvelles vallées qui sont

transversales aux premières et occupées par les cours d'eau actuels.

— A l'entrée de la mer du Nord, la sonde rencontre habituellement des roches qui sont surtout très-développées dans le Pas-de-Calais. Ces roches sont généralement pierreuses et continuent sous la mer les couches qui constituent les rives de la France et de l'Angleterre : elles appartiennent au crétacé inférieur et au gault entre Escalle et Folkestone; mais plus à l'Est elles sont formées par la craie blanche qui s'étend dans le thalweg du Pas-de-Calais.

Comme tous les détroits, le Pas-de-Calais est traversé par des courants rapides, d'autant plus qu'il met en communication deux mers étendues et agitées. On conçoit donc que ces courants décapent sans cesse les diverses roches du fond et qu'ils entraînent au loin leurs débris ainsi que les matières meubles qui ne trouvent pas à se loger dans des anfractuosités.

Le dépôt que reçoit le fond de la mer du Nord est essentiellement le sable : il recouvre de vastes surfaces qui s'étendent de la France et des Pays Bas aux côtes d'Angleterre.

Cependant du sable graveleux provenant sans doute d'affleurements sous-marins, s'observe ici comme dans la Manche, et il y en a particulièrement au Sud-Est de North Foreland.

Un peu de vase se montre aussi à l'entrée de la mer du Nord, notamment entre Dunkerque et Ostende, aux embouchures de l'Escaut oriental et occidental, à l'Ouest de Brielle vers l'embouchure de la Meuse et vers le golfe de la Tamise, entre l'Angleterre et les Pays-Bas. Le Zuyderzée, qui est un golfe très-retiré ou une petite mer intérieure, présente encore un fond qui est en partie vaseux.

— Les dépôts coquilliers ne sont pas abondants à l'entrée de la mer du Nord ; c'est seulement au Nord-Est de Calais et le long de la côte Française qu'ils occupent des surfaces assez étendues. Ils sont du reste très clair-semés dans le Pas-de-Calais, vraisemblablement parce que le détroit est peu profond, en sorte que ses eaux deviennent troubles et charrient beaucoup de sable dès qu'elles sont fortement agitées.

Galets sous-marins.

Des galets se rencontrent quelquefois à une grande distance des côtes actuelles de la France. Leur existence a été bien constatée par des sondages ; ils se montrent, par exemple, au large de la Bretagne et de nos côtes occidentales, mais principalement dans la Manche et dans le Pas-de-Calais.

A l'embouchure même de la Seine, ils forment les bancs d'Amfard et du Ratier ; en outre, ils se retrouvent beaucoup plus loin, jusque par des profondeurs d'une trentaine de mètres. Ils occupent surtout des surfaces étendues dans le Pas-de-Calais, et ils deviennent très-abondants à l'entrée de la mer du Nord.

On voit que ces galets éloignés des côtes s'observent au large de celles qui en fournissent encore ; ils avoisinent spécialement les falaises crayeuses et riches en silex qui bordent la France et l'Angleterre. D'un autre côté, ils sont à une profondeur trop grande pour que les courants qui traversent maintenant le Pas-de-Calais conservent une force suffisante pour les produire et pour en opérer le transport ; par conséquent, ils n'appartiennent pas à l'époque actuelle. On peut les comparer aux galets qui sont dans le lit de nos rivières ; comme ces derniers, ils ont été charriés à une époque de crue exceptionnelle, mais actuellement les eaux sont impuissantes à les déplacer.

Si des galets se sont accumulés à la sortie du Pas-de-Calais et à l'entrée de la mer du Nord, cela tient sans doute à ce qu'ils ont été entraînés par des courants violents qui remontaient la Manche et qui les ont déposés lorsque leur vitesse s'est ralentie à la rencontre avec les eaux de la mer du Nord. De pareils courants peuvent d'ailleurs se concevoir facilement et il a même dû s'en produire d'une puissance exceptionnelle au moment de la formation du Pas-de-Calais. C'est par la même raison que les galets se sont accumulés à l'embouchure de la Seine, vraisemblablement à l'époque diluvienne, lorsque les eaux de ce fleuve, extrêmement gonflées, avaient assez de puissance pour charrier jusqu'à la Manche les silex arrachés le long de son cours.

Résumé sur la lithologie des mers de France.

En résumé, l'étude des côtes sous-marines de la France montre bien que leur composition minéralogique est assez variée.

D'abord les dépôts qu'elles reçoivent ne les recouvrent pas à beaucoup près d'une manière uniforme et continue. Souvent ils sont nuls ou rudimentaires sur les parties du fond qui se trouvent en saillie, et l'on peut facilement le constater autour de la Bretagne.

Il en est de même dans les parties qui sont balayées par des courants énergiques ; c'est, par exemple, ce qui a lieu dans la Manche et surtout dans le Pas-de-Calais.

Des roches antérieures à l'époque actuelle se rencontrent aussi près des rivages abruptes et bordés par des falaises ; souvent encore elles marquent la réunion des îles à la terre ferme, comme on l'observe pour l'île de Jersey. Elles continuent d'ailleurs sous la mer les roches qui sont émergées sur les rivages en sorte qu'elles nous fournissent de notions sur la géologie sous-marine de la France.

Le fond de la mer peut d'ailleurs présenter, soit des roches cohérentes, telles que le granite, le grès, le calcaire ; soit des roches meubles ou se dégradant facilement par l'action de l'eau, telles que l'argile, le schiste, la marne, la craie, le sable, le gravier.

Si elles sont recouvertes par des dépôts ou si des mollusques viennent s'y fixer, elles seront par cela même protégées contre la destruction. Si, au contraire, elles sont sans cesse décapées par les courants, elles ne recevront pas ou presque pas de dépôts.

Quand elles seront en couches, leurs affleurements sous-marins donneront alors des zones allongées de vase, de sable ou de gravier. Ces zones sont bien marquées à l'Ouest de la France et vers les bords de la terrasse qui réunit notre pays à l'Angleterre, elles se retrouvent également dans la Manche et dans la mer du Nord.

Maintenant les dépôts formés par la mer tendent à s'accumuler dans toutes les parties où la vitesse des eaux se ralentit, c'est-à-dire à l'extrémité des caps et plus spécialement dans les baies ou dans les golfes. Vers le large, ils s'accumulent surtout dans les dépressions les

plus profondes, comme celles que présente le golfe du Lion ou le golfe de Gascogne.

Leur composition minéralogique dépend beaucoup de celle des côtes émergées ou sous-marines qui se trouvent dans le voisinage. Ainsi, le long des Landes et des Pays-Bas, les couches sableuses en reproduisent de nouvelles.

De même, autour de la Bretagne, les dépôts marins sont essentiellement formés de débris granitiques.

Les côtes calcaires donnent également des débris calcaires ; toutefois, dans l'Océan, ces derniers ne tardent pas à se détruire par le frottement.

Enfin, la variété des dépôts qui recouvrent actuellement nos côtes sous-marines, soit dans l'Océan, soit dans la Méditerranée, fait bien voir que des roches contenant des mollusques identiques et ayant des caractères minéralogiques très-différents peuvent appartenir à la même époque géologique.

CHAPITRE XV

MERS DE L'ANCIEN MONDE.

Après avoir décrit les dépôts marins et les roches formant le fond des mers qui baignent la France, nous allons faire connaître sommairement la lithologie des mers qui sont le mieux explorées par des sondages. Pour nous conformer aux divisions résultant des cartes qui accompagnent cet ouvrage, il convient de considérer successivement les mers de l'*ancien monde* et celles du *nouveau monde*. Du reste, la marche suivie sera toujours la même que précédemment : nous chercherons à apprécier les différentes circonstances qui influent sur la nature des dépôts marins, et lorsque ce sera possible, à indiquer les prolongements sous-marins des terrains géologiques qui se montrent sur les côtes.

Orographie de l'Europe.

L'ossature des continents est constituée par leurs chaînes de montagnes qui déterminent en même temps les différents sens suivant lesquels ils s'allongent. Dans l'ancien monde, en particulier, l'Europe s'allonge de l'Est vers l'Ouest, parallèlement à la Méditerranée, à cause du relief produit par le Caucase, par les Balkans, et surtout par les Alpes ainsi que les Pyrénées. D'un autre côté, son extension vers le Nord doit être attribuée à la chaîne de l'Oural, aux Alpes Scandinaves, aux montagnes de l'Ecosse ; tandis que vers le Sud elle provient des montagnes de la Grèce, de l'Italie et de l'Espagne.

L'orographie de l'Europe est esquissée dans son ensemble par la Carte n° 2 qui la représente, au moyen de courbes horizontales tracées approximativement d'après l'Atlas du colonel Ziegler.

Les bassins hydrographiques sont également délimités sur cette carte et des couleurs diverses servent à les distinguer l'un de l'autre ; en sorte qu'un coup d'œil suffit pour voir nettement de quelle manière s'opère le drainage de toute l'Europe.

Comme les grandes chaînes longitudinales, les Balkans, les Alpes, les Pyrénées sont à peu de distance de la Méditerranée, les bassins hydrographiques qui s'ouvrent sur cette mer, ont une petite surface et une forte pente. Dans le nord de l'Europe s'étend, au contraire, une région de plaines comprenant des bassins hydrographiques qui sont très-vastes et ont une faible pente. On sait d'ailleurs que le Nord-Ouest est la partie la plus peuplée de notre continent.

L'étude des bassins hydrographiques montre bien vers quelles mers les débris que fournit la surface de l'Europe sont entraînés par les cours d'eau. L'Océan reçoit le Tage, la Garonne, la Loire, la Seine ; dans la mer du Nord se jettent le Rhin et l'Elbe ; dans la Baltique la Vistule et la Neva ; la Dwina se rend dans la mer Blanche le Volga dans la Caspienne ; le Don, le Dnieper, le Danube dans la mer Noire ; enfin l'Elbe, le Rhône, le Pô sont les seuls fleuves importants qui se déversent sur la rive Nord de la Méditerranée.

Chaque bassin hydrographique vomit à la mer une quantité de sédiments qui dépend de sa surface, de sa pente, de la quantité de pluie tombée, de sa composition minéralogique et de la facilité avec laquelle il est dégradé par l'atmosphère. Toutes choses égales, cette quantité augmente beaucoup avec la pente, mais aussi avec la surface. Il est facile de constater que les sédiments fournis par le travail de désagrégation s'opérant sans cesse à la surface de l'Europe, sont distribués d'une manière très-inégale sur les côtes qui sont baignées par ses mers. La Méditerranée n'en reçoit qu'une minime partie parce qu'elle est bordée par des chaînes de montagnes ; presque tous les sédiments sont entraînés soit dans l'Océan et dans la mer du Nord, soit dans des mers intérieures comme la Baltique, la mer Blanche et particulièrement dans la Caspienne ainsi que dans la mer Noire.

Dans toutes les mers, il s'opère du reste un travail continu de comblement qui se révèle par une diminution de leur profondeur vers l'embouchure des grands fleuves.

Distribution de la pluie en Europe.

Il était utile, pour ces études lithologiques, de rechercher quelle est la distribution de la pluie en Europe ; c'est ce que j'ai fait à l'aide

CARTE
des
ILES BRITANNIQUES

donnant
la distribution de la pluie

LIDE

Zônevant:

Au dessous de 50 de pluie
De 50 à 60
De 60 à 70
De 70 à 80
De 80 à 90
De 90 à 100
De 100 à 110
Au dessus de



des données fournies par les observatoires et par divers savants (1). Les courbes hyétographiques qui passent par les points sur lesquels il tombe des quantités de pluies égales ont pu être esquissées pour une grande partie de l'Europe.

Pour les Iles Britanniques de même que pour la France, elles sont d'ailleurs figurées sur une carte spéciale. (Voir la Carte ci-contre.)

— Si nous considérons d'abord les Iles Britanniques dans lesquelles il existe depuis longtemps un grand nombre d'observations météorologiques, cette Carte montre bien comment la pluie s'y trouve répartie.

Comme les vents y soufflent habituellement de l'Ouest et du Sud-Ouest, c'est-à-dire du côté de l'Océan, ils arrivent très-chargés d'humidité ; en sorte qu'à l'Ouest des Iles Britanniques, il doit tomber une quantité de pluie notablement plus grande qu'à l'Est. En effet, il y en a plus de 1 mètre dans le Sud-Ouest de l'Irlande, dans l'Ouest du Cornouailles et de l'Ecosse.

Les montagnes tendent également à augmenter la pluie ; aussi, dans le pays de Galles, dans la chaîne Pennine, dans les Grampians, elle s'élève encore à plus de 1 mètre. Il en résulte que les courbes hyétographiques des Iles Britanniques sont généralement orientées parallèlement à leur bord occidental et à leurs chaînes de montagnes.

On a obtenu le moins de pluie à Upminster près de la Tamise, à Thelford et à Cambridge dans le bassin de l'Ouse, à Widdrington dans le bassin du Coquet.

Ainsi, les plus grandes quantités de pluie tombent dans la région occidentale et montagneuse des Iles Britanniques ; les plus petites dans la région orientale et peu accidentée qui ne reçoit plus que des vents déjà très-dépoüillés de leur humidité.

Dans les Iles Britanniques, le maximum constaté pour la pluie annuelle, est de 115 centimètres et le minimum de 47 ; par conséquent, le maximum est inférieur à celui de la France qui s'élève à près de 200 et le minimum est au contraire supérieur à celui de notre pays qui descend au-dessous de 40. Ces différences tiennent à ce que les Iles Britanniques n'ont pas de montagnes très-hautes et à ce que leur climat est essentiellement marin.

(1) Berghaus, de Humboldt, Kaemtz, Schow, Petermann, Ewald, Keith-Johnstone, Dove.

A l'aide des courbes hyétographiques, il est possible de calculer la quantité moyenne de pluie qui tombe pendant une année sur les Iles Britanniques ; en laissant de côté les petites îles, on trouve qu'elle se répartit de la manière suivante :

Irlande.	91 ^c , 6
Grande-Bretagne (Angleterre et Ecosse).	84, 5
Iles Britanniques (moyenne). . .	86, 4

En moyenne il tombe plus de pluie sur l'Irlande que sur la Grande-Bretagne, et il en tombe plus aussi sur les Iles Britanniques que sur la France (page 43).

— Considérons maintenant l'ensemble de l'Europe (Carte n° 2).

Le littoral européen qui est baigné par l'Océan reçoit une grande quantité de pluie. C'est bien visible sur les côtes du Portugal, du Cornouailles, du pays de Galles, de l'Ecosse et à l'Ouest des Alpes Scandinaves.

Sur les bords de la Baltique la pluie reste inférieure à 60°. Dans la Méditerranée elle est beaucoup plus grande au Nord, sur les rives de l'Europe, qu'au Sud sur celles de l'Afrique.

La pluie augmente surtout avec l'altitude du sol, en sorte que ce sont les massifs montagneux sur lesquels il en tombe le plus, notamment sur ceux qui se trouvent au bord de la mer et qui sont exposés à des vents marins. Citons en particulier les montagnes du Portugal, du Nord de l'Espagne, du pays de Galles, de l'Ecosse, les Alpes Scandinaves, les Apennins et tout le vaste massif des Alpes.

Dans une même région, les courbes hyétographiques sont ordinairement parallèles aux courbes horizontales qui figurent le relief du sol. Toutefois, des vents pluvieux ou le voisinage de la mer détruisent souvent ce parallélisme et font redescendre les courbes hyétographiques à un niveau inférieur. C'est ce qu'on observe généralement sur les côtes occidentales de toute l'Europe.

Les vents du Sud-Ouest amènent la pluie dans l'Europe occidentale ; mais ces vents étant dépouillés de leur humidité au delà des

Alpes, il en résulte que dans l'Allemagne méridionale la pluie tombe par les vents d'Ouest et de Nord-Ouest. De même en Suède sur le versant oriental des Alpes scandinaves, il pleut plus souvent par les vents d'Est que par ceux d'Ouest (1).

La pluie atteint des maxima dans l'Ouest de l'Europe, notamment à Coïmbre, à Bergen et aussi dans les parties élevées des Alpes. Elle présente au contraire des minima vers l'Est : par exemple, à l'Est de Paris et au Sud-Est de l'Angleterre. Au Sud de Madrid dans la Péninsule, elle diminue jusqu'à 30 centimètres. Dans le centre de l'Allemagne la pluie se réduit à un chiffre peu élevé, même dans une région montagneuse comme la Bohême. Elle continue d'ailleurs à diminuer à mesure qu'on avance dans les plaines à l'Est de l'Europe.

Avant d'étudier la lithologie des mers de l'ancien Monde, il convient de nous occuper de quelques mers ou lacs qui sont assez exceptionnels, tels que le lac Ladoga, la mer Morte, la mer d'Aral ; passant ensuite aux mers proprement dites, nous nous dirigerons de l'Est vers l'Ouest étudiant successivement la Caspienne, le golfe Persique, la mer Rouge, la mer d'Azof, la mer Noire et la Méditerranée ; puis dans l'Océan nous suivrons les côtes d'Europe en remontant du Sud vers le Nord ; nous terminerons par la mer du Nord, par la Baltique et par la mer Blanche. (Voir la Carte n° 2.)

LAC LADOGA.

Le lac Ladoga, le plus étendu de l'Europe, atteint les dimensions des grands lacs de l'Amérique du Nord. Sa forme est à peu près celle d'un entonnoir dont la profondeur peut aller jusqu'à 88 mètres.

Il a pour émissaire la Neva par laquelle il communique avec le golfe de Finlande ; comme la profondeur de la Neva à sa sortie est seulement de quelques mètres, les eaux du lac sont soumises à une décantation naturelle.

Les sondages faits dans le lac Ladoga accusent des roches pierreu-

(1) Kaemtz : *Cours complet de météorologie*, traduit par M. Charles Martins. p. 138.

ses vers Schlüsselbourg et sur quelques autres points qui sont généralement voisins des côtes.

Au Sud, par 30 mètres de profondeur, l'on a rencontré un fond d'argile provenant sans doute de l'affleurement des couches siluriennes.

Le sable présente une bordure assez large le long du lac ; tandis que la vase tenue en suspension dans ses eaux se dépose, pour la plus grande partie, par décantation et dans son milieu.

MER MORTE.

Il existe en Asie et en Afrique plusieurs lacs salés au fond desquels s'opèrent des dépôts qui sont à la fois mécaniques et chimiques. Ces dépôts sont assez exceptionnels et doivent naturellement dépendre de la salure et de la composition des eaux ; ils ont été spécialement étudiés dans la mer Morte qui a été explorée dans ces dernières années par le Duc de Luynes ainsi que par MM. Vignes, Louis Lartet et Lynch. (Carte n° 2.)

La mer Morte remplit une excavation allongée présentant la forme d'un entonnoir et ayant sa plus grande profondeur dans sa partie Nord où elle atteint 350 mètres. Son niveau est à 392 mètres au-dessous de celui de la Méditerranée.

Une mince bordure de sable s'observe à peine le long du rivage, mais son fond reçoit partout un dépôt de vase. Les sondages ont appris que cette vase est bleuâtre, calcaire et contient du gypse lenticulaire ainsi que des cristaux de sel marin.

Dans les lacs salés de l'Algérie et surtout dans ceux de Van et d'Ourmiah, en Arménie, dont les eaux ont une si grande densité, l'évaporation active qui se produit pendant l'été donne également lieu à des dépôts cristallins de matières salines.

MER D'ARAL.

OROGRAPHIE. — La mer d'Aral, dont l'étude a été faite avec beaucoup de soin par la marine russe. est un grand lac d'eau salée qui, d'après Struve, se trouve à peu près à 14 mètres au-dessus du niveau de l'Océan. Relativement à son étendue, cette mer présente très-peu de profondeur ; c'est surtout bien marqué dans sa partie

orientale et méridionale où elle reçoit d'ailleurs des fleuves, le Syr-Daria et l'Amou-Daria, qui tendent sans cesse à la remblayer par leurs alluvions. Vers son milieu, elle n'a guère que 25 mètres d'eau ; elle ne mesure plus de 50 mètres que dans un espace extrêmement circonscrit, avoisinant son bord occidental et situé en regard de l'île Nicolas I^{er}. Sa profondeur maximum, qui se trouve en cet endroit, ne dépasse pas 67 mètres.

L'on peut citer la mer d'Aral comme exemple de la relation intime qui existe entre l'orographie du sol émergé et celle du sol immergé. Si sa profondeur reste très-faible, il faut l'attribuer à ce que ses parois sont la continuation des plaines de steppes qui l'entourent ; c'est seulement dans sa partie occidentale et vers la prolongation de la chaîne de l'Oural qu'elle offre quelques dépressions. Toutefois, sa profondeur est beaucoup moindre que celle de lacs, même très-petits, qui comme ceux des Alpes, sont encaissés dans de hautes montagnes.

LITHOLOGIE. — Le fond de la mer d'Aral étant généralement plat ou très-faiblement ondulé, les sédiments actuels doivent naturellement le recouvrir sur presque toute son étendue. En effet, les sondages accusent un très-petit nombre de fonds rocheux qui sont près du rivage Nord-Ouest ; on y rencontre en particulier du lignite ou du combustible minéral.

Mais partout ailleurs, l'on trouve du sable et spécialement de la vase, qui se dépose sur les deux tiers de sa surface.

Le sable forme une bordure le long du rivage, bordure rudimentaire sur presque toute la côte occidentale, tandis qu'elle devient très-large sur la côte orientale qui est basse et reçoit les principaux cours d'eau. Les îles sont également entourées par du sable. Quant à la vase, elle remplit au contraire les parties les plus profondes dans lesquelles le mouvement des eaux doit naturellement se ralentir.

— Observons encore que les mollusques deviennent très-nombreux dans certaines parties de la mer d'Aral, surtout dans l'Est : ils engendrent des dépôts coquilliers très étendus sur les fonds de sable qui sont recouverts par moins de 25 mètres d'eau ; tandis que les sondages ne les indiquent pas dans la vase dans laquelle ils doivent

être rares, s'ils ne font même entièrement défaut ; la mer d'Aral nous montre donc bien avec quelle inégalité les mollusques peuvent être répartis dans un grand lac d'eau salée.

MER CASPIENNE.

La Caspienne est encore une mer intérieure qui a été parfaitement explorée par de nombreux sondages de la marine russe, en sorte qu'elle peut servir de type et que l'étude de sa lithologie sous-marine offre beaucoup d'intérêt. (Carte n° 2.) Sa salure est seulement de 9 millièmes en moyenne et n'atteint pas le tiers de celle de la Méditerranée : d'un autre côté, elle est assez inégale ; elle devient notamment très-forte dans certains golfes situés à l'Est, car du sel se dépose dans celui de Karabousgask. Le niveau de cette mer est du reste à 27^m,75 au-dessous de la Méditerranée.

OROGRAPHIE. — Dans toute sa partie Nord, la Caspienne est extrêmement peu profonde ; la hauteur de l'eau y devient même si faible qu'il faut descendre jusque vers le delta du Terek pour avoir des sondages accusant 20 mètres.

Cette particularité tient à ce que son fond y est formé par la continuation des steppes qui l'environnent et aussi à ce que des fleuves très-puissants comme le Volga, l'Oural, le Terek opèrent rapidement le remblai des légères dépressions qu'il présente.

Dans sa partie Sud, la Caspienne offre deux grands bassins qui sont séparés l'un de l'autre par le cap Apchéron et par un prolongement sous-marin de la chaîne du Caucase. Ils ont la disposition d'entonnoirs dont les parois sont fortement inclinées, spécialement du côté de l'Ouest. La profondeur du premier bassin qui se trouve à l'Est de Derbend, est de 770^m ; celle du deuxième qui s'étend au Sud-Est de Bakou, est notablement plus grande et atteint 944 mètres. Ils sont d'ailleurs nettement séparés l'un de l'autre, et tandis que le premier communique avec la Circassie, le deuxième dépend au contraire de l'Arménie.

De même que dans les autres mers, la profondeur de la Caspienne se trouve en rapport avec le relief de ses côtes ; ainsi, elle est beaucoup plus grande dans le Sud-Ouest, où les côtes sont escarpées,

que dans le Nord où elles sont généralement plates et appartiennent à des steppes.

LITHOLOGIE. — Des roches pierreuses se rencontrent près du cap Apchéron, mais il y en a plus encore sur la côte sous-marine qui lui est opposée.

Le sable borde le rivage de la Caspienne, comme on l'observe habituellement dans toutes les mers, même dans celles qui sont intérieures ; on voit de plus qu'il couvre environ la moitié de son bassin et particulièrement sa partie Nord. Ce résultat est exceptionnel pour une mer intérieure ; il doit d'abord être attribué à ce qu'il n'y a qu'une très-petite hauteur d'eau dans cette partie de la Caspienne. Il tient aussi à ce qu'elle reçoit beaucoup de grandes rivières, l'Emba, l'Oural, le Volga, la Kouma, le Terek qui coulent la plupart sur des terrains éminemment sableux, notamment sur le permien, sur le trias et sur l'ancien lit de la Caspienne qui est émergé au Nord et au Nord-Ouest. Venant déboucher sur une plage basse, ces rivières tendent à la remblayer et par suite elles s'ensablent elles-mêmes en produisant des deltas vers leur embouchure. Le Volga, ce fleuve si puissant et si rapide, entraîne surtout une énorme quantité de sable, comme l'attestent l'importance de son delta et la multiplicité de ses bouches.

Dans le Nord de la Caspienne la vase forme seulement quelques taches isolées qui sont même complètement entourées par le sable ; mais elle couvre presque entièrement la partie Sud et même elle s'approche généralement très-près des bords. La vase qui s'observe à l'embouchure du Terek et vers le Nord de la Caspienne est sans doute fournie par l'affleurement de couches argileuses tertiaires. Celle qui se dépose dans le Sud, c'est-à-dire dans la partie la plus profonde, provient surtout du limon transporté par les rivières qui se déversent dans la Caspienne ; d'un autre côté, la destruction des parois mêmes de cette mer, les volcans boueux des environs de Bakou et les éruptions sous-marines d'argile qui ont encore lieu actuellement doivent aussi contribuer à sa production.

— Les sondages indiquent souvent des coquilles bivalves ; toutefois, ces dernières habitent seulement les parties les moins profondes de

la Caspienne et ne descendent guère au-dessous de 50^m. Il y en a du reste sur ses deux rives, entre le 39° et le 46° degré de latitude. Abondantes autour de la presqu'île de Bakou et le long de la côte de Derbend, elles occupent surtout de vastes surfaces dans la partie sableuse de la Caspienne qui s'étend au Sud-Est des bouches du Volga. Le sable est, en effet, le fond sur lequel elles se développent de préférence ; il est plus rare de les trouver sur des roches et généralement elles disparaissent à la rencontre des fonds de vase.

La Caspienne présente donc pour les mollusques des conditions d'habitat qui sont les mêmes que dans les autres mers ; toutefois, sa faune est remarquablement pauvre, ce qui tient sans doute à la faible salure de ses eaux ainsi qu'à une proportion plus grande de sulfate et de carbonate de magnésie. Du reste cette faune est la même que celle de la mer d'Aral et elle se retrouve en partie dans le calcaire des steppes.

Suivant M. Rodolphe Ludwig, la Caspienne et l'Aral ont seulement 14 bivalves et 4 univalves. Parmi les bivalves, 8 se retrouvent dans la mer Noire, 2 dans les mers boréales et 4 sont spéciales à la Caspienne. Parmi les univalves, 3 sont spéciales ; tandis que la paludinaella stagnalis est extrêmement répandue, car elle habite jusque dans les mers Boréales de l'Atlantique et même du Pacifique. Il en résulte donc que la Caspienne et l'Aral ont communiqué non-seulement avec la mer Noire, mais même avec la Baltique et avec les mers Boréales.

GOLFE PERSIQUE.

OROGRAPHIE. — Le golfe Persique, bien que communiquant avec l'Océan, doit être assimilé à une mer intérieure et présente même quelqu'analogie avec la mer Caspienne. Comme cette dernière, vers son extrémité Nord, il reçoit un grand fleuve, l'Euphrate, dont les alluvions ont produit un vaste delta et, en même temps, déterminé l'exhaussement de son fond dans toute la région de l'embouchure. Sa rive occidentale est assez plate, tandis que sa rive orientale est montagneuse et par suite la plus profonde.

LITHOLOGIE. — Le sable borde les côtes du golfe Persique et forme une zone très-large le long de sa rive plate. La vase remplit, au con-

traire, le milieu du golfe ; mais elle se rapproche très-près de toute la rive orientale. Dans certains parages, elle se montre jusque par des profondeurs très-faibles. Des taches de vase s'observent en outre au milieu du sable dans le Sud du golfe. Des surfaces étendues sont occupées par le sable vaseux et se trouvent du reste à la limite du sable et de la vase ; elles doivent résulter du mélange de ces deux dépôts.

Quant aux roches sous-marines, elles sont accusées par la sonde sur un assez grand nombre de points du golfe Persique, soit dans sa partie orientale, soit surtout dans sa partie occidentale. Quelques fonds d'argile se rencontrent aussi dans les endroits où la vase est à une faible profondeur et ils indiquent l'affleurement de couches argileuses.

— Dans le golfe Persique, des dépôts coquilliers se trouvent non-seulement sur des fonds sableux, mais encore sur des fonds vaseux ; toutefois, ils sont peu étendus et ne s'observent pas dans le Nord du golfe qui reçoit les eaux douces de l'Euphrate. Au Sud du 25^e degré de latitude il y a d'ailleurs beaucoup de polypiers.

MER ROUGE.

OROGRAPHIE. — Dans sa partie Nord, la mer Rouge se bifurque suivant deux golfes allongés. Le premier, celui de Suez, mesure moins de 100 mètres de profondeur : le deuxième, celui d'Akabah, doit être considéré comme la continuation de la vallée si profonde dans laquelle la mer Morte se trouve encaissée ; aussi les sondages peuvent-ils y dépasser 350 mètres. C'est également sur le prolongement de ce dernier golfe, et près de son entrée, que la mer Rouge atteint des profondeurs qui s'élèvent à plus de 1000 mètres.

LITHOLOGIE. — Une grande quantité de roches sous-marines parsèment les côtes ainsi que le fond de la mer Rouge. Les polypiers y sont spécialement abondants et forment une multitude de récifs qui bordent ses rives. Du sable remplit les golfes de Suez et d'Akabah ; il est essentiellement calcaire et renferme de nombreux débris de coquilles et de polypiers. Au voisinage des polypiers, il passe même à l'arène corallienne.

La vase s'observe en divers points du golfe de Suez ; elle occupe surtout une grande surface qui s'étend au Sud-Est de Ras-Mohamed, vers la réunion des deux golfes. Constatons du reste que les mollusques et surtout les polypiers se développent très-bien dans la mer Rouge, quoique la proportion des sels y atteigne 4,3 pour 100.

MER D'AZOF.

La mer d'Azof est assez intéressante à étudier, car elle est très-peu étendue et sa profondeur ne dépasse pas 25 mètres ; par suite, elle nous montre en miniature ce qui se passe dans une mer intérieure.

On voit que le sable borde son rivage, tandis que la vase se dépose au milieu de son bassin dont elle couvre la plus grande partie ; elle s'observe même très-près du rivage et à des profondeurs qui sont seulement de 5 mètres.

Les coquilles pullulent sur le sable, notamment dans la partie orientale ; mais elles se tiennent à distance des grandes masses d'eau douce qui sont déversées par le Don.

Ce fleuve qui se jette au Nord-Est de la mer d'Azof, y transporte d'ailleurs beaucoup de sable et de vase qui tendent incessamment à la combler.

MER NOIRE.

OROGRAPHIE. — Bien que la mer Noire soit encore peu connue, l'on sait cependant que ses parois présentent la forme d'un entonnoir. Sa partie méridionale est la plus abrupte et en même temps la plus profonde. Vers l'Ouest, qui a été le mieux exploré, les sondages accusent environ 2000 mètres.

Il est vraisemblable que la mer Noire est également très-profonde vers l'Est où ses rives sont bordées par les montagnes du Caucase. Autant qu'on en peut juger d'après le petit nombre de sondages faits jusqu'à présent, son fond paraît offrir deux dépressions, l'une occidentale, l'autre orientale, qui seraient séparées par la presqu'île de Crimée et par son prolongement sous-marin vers la rive Sud.

De même que dans la Méditerranée, un courant général et fermé fait le tour de cette mer ; il marche vers l'Est sur sa rive méridionale et vers l'Ouest sur sa rive septentrionale.

LITHOLOGIE. — Des fonds rocheux ont été rencontrés, mais seulement sur quelques côtes montagneuses et particulièrement près de Mangalia.

Le sable s'observe surtout à l'entrée du Bosphore, sur les côtes de Mingrèlie, près de Taman, sur le bord Est de la Crimée et au Nord-Ouest de la mer Noire. La surface qu'il occupe est relativement très-petite. Il borde toujours le rivage et se montre dans les parties les moins profondes ; en outre, ses zones prennent leur plus grande largeur vers l'embouchure des fleuves. Ainsi, au Nord-Ouest de la mer Noire, la zone de sable atteint 60 kilomètres de largeur. Des fleuves puissants viennent d'ailleurs s'y déverser ; ce sont le Dniéper, le Bug, le Dniester et enfin le Danube, le plus grand fleuve de l'Europe. Ils transportent beaucoup de sable qu'un courant littoral entraîne vers le Sud, dans la direction du Bosphore ; toutefois, comme ils débouchent dans une mer profonde, ils ensablent une surface bien moins étendue que celle qui s'observe aux bouches du Volga dans la Caspienne.

La vase doit couvrir presque toute la mer Noire dans laquelle elle s'élève même jusqu'au niveau de l'eau ; elle a notamment été signalée sur la rive du Sud et aussi sur celle du Nord-Est, au pied de la chaîne du Caucase.

Du reste, elle tend naturellement à se déposer vers le milieu de cette mer intérieure.

— Les dépôts coquilliers se développent surtout sur les fonds de sable et dans le golfe à l'Ouest de la Crimée ; ils se tiennent à distance des bouches du Danube ou du Dniéper et dans la partie la moins profonde de la mer Noire. La faible salure de cette mer, qui n'est que moitié de celle de l'Océan, et l'escarpement habituel de ses côtes, expliquent pourquoi les dépôts coquilliers y sont rares et peu étendus.

MER DE MARMARA.

La mer de Marmara peut être considérée comme une dépendance de la mer Noire, qu'elle fait communiquer avec la Méditerranée. Bien qu'étroite et très-petite, elle est profonde, surtout vers l'Europe ; sa forme est encore celle d'un entonnoir allongé, présentant deux dépressions inégales dont la plus grande n'atteint pas moins de 1300 mètres au Nord-Est de l'île de Marmara.

Les détroits qui se trouvent à ses deux extrémités, le Bosphore et les Dardanelles, ont tous deux beaucoup de profondeur eu égard à leur faible largeur.

— Les roches sous-marines se rencontrent seulement près des bords de la mer de Marmara, ou bien autour de ses îles ; il en est de même pour le sable et c'est de la vase qui se dépose sur presque toute l'étendue de cette mer. Comme elle est balayée par un double courant dont l'un supérieur amène les eaux de la mer Noire, tandis que l'autre inférieur transporte en sens inverse celles de la Méditerranée, cette vase peut provenir de ces deux mers, indépendamment de ce qu'elle est fournie par son propre bassin.

— Signalons d'ailleurs, dès maintenant, un trait bien saillant qui caractérise l'orographie des mers intérieures de l'ancien monde : la plupart de celles qui ont été étudiées jusqu'à présent, la Caspienne, la mer d'Azof, la mer Noire, le golfe Persique, la mer Rouge, ont, en effet, leur plus grande profondeur vers le Sud, tandis que les principaux fleuves qui y versent leurs eaux viennent surtout du côté du Nord ; nous allons voir qu'il en est encore à peu près de même dans la Méditerranée.

MÉDITERRANÉE.

La Méditerranée proprement dite, présente une grande mer intérieure qui se divise elle-même en plusieurs autres. C'est une mer profonde dont l'orographie est encore peu connue, bien que les sondages faits dans ces dernières années et les recherches des marins et des géographes, permettent déjà de l'esquisser.

OROGRAPHIE. — En ayant égard à la fois au relief superficiel e sous-marin, on peut, avec le docteur Petermann, y distinguer deux régions, l'une orientale, l'autre occidentale (1). Ces deux régions sont assez nettement séparées l'une de l'autre par l'Italie, par la Sicile et par les hauts-fonds qui, sous la mer, réunissent cette île au promontoire formé par la Tunisie.

La région orientale comprend l'Archipel, la vaste mer dans laquelle se trouvent les îles de Chypre et de Candie, la mer de Syrie et l'Adriatique.

Quant à la région occidentale, elle est séparée en deux grands bassins par les îles de Corse et de Sardaigne. Le premier a reçu le nom de mer Tyrrhénienne et s'étend de l'île d'Elbe à la Sicile. Le second, dans lequel se trouvent les Baléares, s'étend des côtes de France à l'Afrique et de Gibraltar à la Sardaigne; il comprend les trois grands golfes de Gênes, du Lion et de Valence.

A l'aide de courbes horizontales, nous avons d'ailleurs cherché à indiquer l'orographie générale de la Méditerranée et il suffira d'en signaler ici les traits principaux (Carte n° 2).

L'Archipel est plus profond qu'on ne serait porté à le croire d'après le grand nombre d'îles qui le parsèment. Ces îles sont les sommets de montagnes abruptes qui continuent celles de la Grèce et de l'Asie-Mineure. Au nord-Ouest de l'île de Samos, la profondeur peut atteindre 1200 mètres.

La mer dans laquelle se trouvent les îles de Chypre et de Candie, est très-profonde. Les sondages accusent, en effet, de grandes hauteurs d'eau à une très-petite distance de ces îles, ainsi que sur les côtes de l'Asie-Mineure, de la Syrie et particulièrement de l'Afrique. Au Sud-Est de Candie l'on a trouvé des profondeurs qui atteignent 3200 mètres et près de sa pointe Sud-Ouest, elles dépassent 3500 mètres. Le fond du bassin se relève beaucoup vers les bouches du Nil; mais il faut l'attribuer à ce fleuve lui-même qui, indépendamment de son delta terrestre, forme un delta sous-marin d'une grande importance. Charriant ses sables jusqu'à la mer, il

(1) Petermann : *Geographische Mittheilungen*, 1864; pages 187 et 268.

produit dans le voisinage de ses bouches un ensablement qui est surtout bien marqué vers Damiette et au Nord-Est du fleuve.

La mer de Syrte découpe deux larges échancrures dans le Nord de l'Afrique ; elle baigne les côtes Sud-Est de la Sicile et de l'Italie, les Iles Ionniennes et tout le Sud-Ouest de la Grèce. Son étendue d'eau est la plus vaste et la plus continue de la Méditerranée ; les îles font même complètement défaut vers son milieu, en sorte qu'on pouvait s'attendre à la trouver très-profonde. C'est en effet ce que l'on a constaté ; car à l'Est de Malte, vers 16° longitude et 36° latitude, les sondages sont les plus grands de toute la Méditerranée et ils ne diffèrent pas beaucoup de 4,000 mètres.

Le fond de la mer de Syrte se relève d'ailleurs très-fortement du côté de l'Ouest, particulièrement vers la régence de Tunis et vers le golfe de Cabès.

L'Adriatique est une mer très-peu profonde surtout dans sa partie Nord dans laquelle s'accumulent les sédiments apportés par le Pô et par les autres fleuves qui descendent des Alpes ; c'est seulement au voisinage du parallèle d'Ancône que les sondages y atteignent 100^m. Sa partie Sud présente cependant vers le parallèle de Trani, une dépression qui s'allonge parallèlement à ses deux rives et dans laquelle les sondages ont dépassé 1000 mètres.

— Considérons maintenant la région occidentale de la Méditerranée.

La mer Tyrrhénienne qu'on rencontre d'abord, est peu explorée jusqu'à présent : tout indique cependant qu'elle est profonde ; car les sondages croissent rapidement à petite distance de ses côtes ; de plus, son bassin est formé par des montagnes abruptes, appartenant à la Sicile, à la Sardaigne, à la Corse, aux Appennins, et elle vient en baigner le pied. Toutefois, au Sud-Est, vers les îles Eoliennes et la Sicile, son fond se relève d'une manière bien marquée.

La partie de la Méditerranée qui s'étend de Gènes à Alger et de Gibraltar au Sud de la Sardaigne, pourrait être appelée mer des Baléares. Bien que ne présentant pas une grande surface, ces îles jouent, en effet, un rôle très-important dans son orographie sous-marine ; elles constituent les sommets de massifs montagneux qui reposent

sur une large base et font suite au cap Saint-Martin dans la province de Valence. A leurs pieds, la sonde indique plus de 2000 mètres de profondeur. Elles se rattachent visiblement à l'Espagne.

Les côtes baignées par la mer des Baléares, s'inclinent presque partout en pente rapide ; on le constate facilement par les sondages faits dans le golfe de Gênes, au pied des Alpes et des Pyrénées, le long de la Corse et de la Sardaigne, au Sud de l'Espagne et surtout sur la côte de l'Algérie. Parallèlement à cette côte et aux montagnes de l'Atlas, il existe du reste une grande dépression qui est bien marquée et qui atteint 2900 mètres au Nord-Est d'Alger. C'est de l'Atlas et du rivage de l'Algérie qu'elle se rapproche le plus et sa longueur est supérieure à 250 kilomètres. Elle paraît se continuer vers le Nord et à l'Est vers la mer Tyrrhénienne ; car, entre le Sud de la Sardaigne et l'Afrique, la sonde accuse une profondeur de 3000 mètres. A l'Ouest et vers le détroit de Gibraltar, cette dépression va en diminuant ; mais la mer baignant le Sud de l'Espagne et le Maroc, reste cependant profonde ; en outre, les sondages faits à l'approche du détroit de Gibraltar atteignent encore près de 1400 mètres.

LITHOLOGIE. — L'étude orographique de la Méditerranée vient de nous montrer que c'est une mer profonde dont le pourtour présente beaucoup de côtes montagneuses ; aussi est-elle généralement bordée par des roches sous-marines. Ces roches sont encore assez développées autour de ses nombreuses îles et de plus entre la Tunisie et la Sicile, dans le golfe de Cabès, ainsi que sur le plateau qui porte les îles Baléares.

Dans différentes parties de la Méditerranée, il existe des surfaces très-étendues occupées par de l'argile. Signalons celles qui sont à l'Est de l'Eubée et dans l'Archipel, près de l'île de Chypre ; celles qui se trouvent dans l'Adriatique ou bien autour de l'Italie et qui appartiennent vraisemblablement aux marnes sub-apennines ; celles des Baléares ; celles qui avoisinent la côte orientale de l'Espagne et qui paraissent provenir d'une continuation sous-marine du Keuper ; mentionnons enfin plus particulièrement les surfaces si vastes qui se développent dans la mer de Syrte, entre la Tunisie, l'île de Malte et la Cyrénaïque.

— La Méditerranée étant une grande mer intérieure, l'on conçoit que les dépôts marins de l'époque actuelle doivent y être répartis comme dans les mers précédentes et y offrir aussi les mêmes caractères.

Remarquons tout d'abord que la vase est le dépôt dominant de la Méditerranée ; il est facile de le comprendre, puisque cette mer n'est pas sujette aux marées et que son bassin est très-profond. La vase reste en suspension dans les eaux, tant qu'elles sont agitées ; mais elle se dépose lorsque leur mouvement se ralentit, comme cela a lieu quand elles arrivent dans les grandes profondeurs. Par son mélange avec du carbonate de chaux, toujours abondamment fourni par les coquilles, elle donne, comme nous l'avons vu, une marne de composition variable. Lorsque le carbonate de chaux y devient très-dominant, elle passe à la vase calcaire. Elle peut d'ailleurs être comparée à la marne du lias qui s'est vraisemblablement déposée dans les mêmes conditions.

Le sable forme une bordure le long des rivages de la Méditerranée. Sur certains points, il disparaît ou devient rudimentaire ; c'est notamment ce qui a lieu sur le littoral de l'Algérie et du Maroc, de la Palestine, de la Syrie, dans le Sud de l'Asie-Mineure, sur la côte orientale de la Grèce, dans la Roumélie, dans l'Archipel, dans le golfe de Gènes et en général au pied des côtes abruptes et montagneuses.

A l'embouchure des principaux fleuves de la Méditerranée, comme le Rhône, l'Ebre, le Nil et même le Pô, il se produit des accumulations assez étendues de sable.

De petites taches de sable ou de gravier se rencontrent quelquefois en pleine mer et sont isolées au milieu de la vase ; il y en a, par exemple, au Nord de Tunis, de Melilla et sur quelques autres points.

Les zones de sable sont surtout bien caractérisées autour des îles, lorsque leurs bords sous-marins ne sont pas recouverts par une grande hauteur d'eau ; citons, par exemple, Chypre, les Baléares, la Corse et la Sardaigne. Autour de la Corse et de la Sardaigne les zones de sable se rejoignent et se confondent d'ailleurs en une seule, en sorte qu'elles marquent bien la relation intime qui existe entre ces

deux îles. On voit en outre que des zones de sable réunissent la Sicile à l'Italie et presque à l'Afrique ; elles réunissent également le Péloponèse et les îles Ionniennes à la Grèce, ainsi que les nombreuses îles de l'Adriatique à sa côte orientale.

Autour de quelques rivages de la Méditerranée, le sable occupe encore de grandes surfaces sous-marines ; elles se trouvent, par exemple, à l'entrée des Dardanelles, ainsi que dans la mer Adriatique, particulièrement sur les côtes de la Dalmatie, de l'Istrie et près de Venise et d'Ancône.

Des zones de sable assez étendues s'observent aussi près de Naples et de Gaète, autour de la Corse et de la Sardaigne, et elles deviennent très-vastes autour de l'île Majorque ainsi que sur la côte Est et Sud de l'Espagne. Elles ont de l'importance au Nord et à l'Ouest de la Sicile où le fond de la mer se trouve relevé par les îles Lipari et par les îles de la mer Egée. Mais elles atteignent surtout un développement remarquable et exceptionnel sur la côte d'Afrique qui longe les régences de Tunis et de Tripoli ; cette côte se prolonge, en effet, sous la mer en formant une espèce de terrasse qui est recouverte de sable et qui occupe une très-grande étendue. Dans le golfe de Cabès, notamment, le sable s'éloigne jusqu'à 200 kilomètres du rivage.

Du sable se rencontre généralement dans les détroits, même lorsqu'ils sont très-profonds ; il y en a notamment aux Dardanelles, à Messine, à Bonifacio et à Gibraltar. Ce résultat montre que les détroits sont traversés par des courants sous-marins animés d'une vitesse supérieure à celle qui permet le dépôt de la vase.

Quant au sable vaseux, il s'observe souvent le long des côtes et à la limite de la vase avec le sable ; alors il résulte simplement de leur mélange.

Mais le sable vaseux forme aussi des zones qui descendent jusque par de très-grandes profondeurs et qui sont habituellement entourées par de la vase ; dans ce cas, il provient vraisemblablement de l'affleurement de couches sous-marines. De pareilles zones se trouvent, par exemple, dans la mer qui baigne les Baléares, dans le golfe du Lion, dans l'Adriatique et au Sud-Est de l'île de Sardaigne.

Il est visible que, dans la Méditerranée, l'agitation des eaux exerce toujours une très-grande influence sur la nature du dépôt. Le sable se montre surtout le long des rivages et sur les côtes peu profondes ; il dessine en quelque sorte leur relief sous-marin. Il marque la réunion des îles à la terre ferme qui les avoisine. Quelquefois il indique le prolongement des chaînes de montagnes sous la mer ; c'est ce qui a lieu près de Tunis et dans le golfe de Cabès où il s'aligne sur les chaînes de l'Atlas, se dirigeant vers la Sicile et vers l'île de Malte. La faune quaternaire de la Sicile comprend, du reste, des animaux appartenant à l'Afrique, tels que la hyène tachetée, l'hippopotame, l'éléphant et, par conséquent, elle indique également une ancienne réunion de cette île au continent africain.

Si le sable devient abondant dans l'Adriatique, il faut l'attribuer à ce qu'elle est la partie la moins profonde de la Méditerranée et à ce qu'elle a été comblée par les eaux torrentielles descendant des montagnes abruptes qui la bordent ; dans le Nord, en particulier, elle reçoit le Pô et les nombreuses rivières qui viennent des hauts sommets des Alpes.

La présence du sable dans les détroits s'explique d'ailleurs très-bien, puisqu'ils sont traversés par des courants rapides qui agissent à leur surface et jusque sur leur fond. Ainsi, pour le détroit de Gibraltar, on sait qu'un courant supérieur introduit les eaux de l'Océan dans la Méditerranée, tandis qu'un courant inférieur ramène les eaux de la Méditerranée dans l'Océan.

D'un autre côté, la composition minéralogique des parois sous-marines exerce de l'influence sur la nature du dépôt, même dans une mer intérieure comme la Méditerranée. En particulier, les vases qui s'observent près du rivage et qui sont associées au sable ou bien complètement entourées par lui, proviennent sans doute de l'affleurement de fonds d'argile. Des fonds sableux pourront au contraire donner des sables ou bien des sables vaseux, comme ceux qui se trouvent à une grande profondeur et dans des parties de la Méditerranée qui ne sont pas balayées par les courants.

— La Méditerranée est peuplée par une multitude de mollusques et d'invertébrés ; cependant les dépôts très-riches en coquilles y sont

exceptionnels et ils n'ont pas la même étendue que dans l'Océan. Ce résultat ne doit pas être attribué au faible excès de saure de la Méditerranée ; il tient vraisemblablement à l'orographie de cette mer dont les côtes sont acrores et ne présentent pas, comme dans l'Océan, des terrasses formant bordure qui sont éminemment propres à recevoir des mollusques. Il tient aussi à ce que la vase est essentiellement le dépôt que reçoit son fond et nous avons vu qu'elle est peu favorable à un grand développement de mollusques sécrétant un têt calcaire.

Parmi les parages de la Méditerranée les plus riches en débris coquilliers, citons quelques parties de l'Archipel grec, le bras de mer entre la Sicile et Malte et la Tunisie, l'ouest du golfe du Lion, les Baléares, Gibraltar.

Le corail est abondant dans les mêmes parages ainsi que sur les côtes d'Asie-Mineure, de Chypre, de Grèce et surtout entre la Sicile et la Tunisie. On le pêche également dans la mer de Marmara.

Dans le détroit de Gibraltar, un dépôt coquillier se trouve à la profondeur de 900 mètres, et, au Sud-Est de la Sardaigne, un sable coquillier se rencontre même à plus de 1000 mètres ; ces dépôts coquilliers si profonds ne sont plus au niveau auquel ils se sont formés, et, par conséquent, ils accusent un affaissement local du fond de la mer. L'affaissement qui s'est produit à Gibraltar est sans doute contemporain de l'ouverture du détroit.

— Le dépôt marin qui se forme sur les côtes de la Méditerranée a été fréquemment émergé par suite de leur soulèvement. C'est généralement un sable quartzeux, à ciment calcaire, dans lequel il y a beaucoup de coquilles vivantes ; la *panchina* de Livourne en offre le type et elle est suffisamment consolidée pour donner une bonne pierre de taille qui se prête du reste très-bien à la décoration. Ce grès moderne repose souvent en stratification discordante sur les couches tertiaires ; il peut en être séparé par des débris provenant de roches qui constituent les côtes voisines. On y trouve des galets de calcaire et de basalte près des côtes qui sont formées par ces roches. Des coulées de roches basaltiques ou volcaniques et des tufs résultant de leurs débris, peuvent même y être intercalés,

comme on l'observe, par exemple, sur les côtes de la Sicile et de la Sardaigne. Enfin, sur certains points, le dépôt marin émergé n'a pas été cimenté et il se montre encore à l'état de sable ou de cailloux.

Le général A. de la Marmora a fait une étude très-complète du grès quaternaire qui représente le dépôt de la Méditerranée au commencement de l'époque actuelle ; il l'a même représenté sur une carte spéciale. Ce grès est bien caractérisé en Italie et sur la côte voisine de l'Afrique ; ainsi, il couvre des plages étendues près de Catane, Syracuse, Naples, Civita-Vecchia, Livourne, Oran, Alger et dans le golfe de Tunis. Il entoure souvent les îles, particulièrement celles de Chypre et de Sardaigne ; cette dernière est même traversée par une bande de grès quaternaire qui suit une ligne menée de Cagliari au cap Manno. Il revêt également une grande partie de l'île Majorque. Enfin, il se montre à Cadix, à Gibraltar, et jusqu'à Trafalgar, sur les côtes de l'Océan (1).

OCÉAN ATLANTIQUE EUROPÉEN.

L'Océan Atlantique européen présente un immense bassin qui, jusqu'à présent, n'a guère été exploré que dans le voisinage des côtes de l'Europe. Comme nous avons déjà fait connaître la lithologie sous-marine de la France, il suffira d'étudier les parties de cet Océan qui baignent la Péninsule espagnole, l'Islande, les Îles Britanniques, l'Allemagne, les Péninsules danoise et scandinave ainsi que la Russie. (Voir Carte n° 2.)

OCÉAN IBERIQUE.

La Péninsule espagnole est un massif essentiellement montagneux dont les ramifications se continuent sous la mer ; aussi ses côtes sous-marines sont-elles souvent rocheuses et à forte pente. Du reste, elles n'ont encore été explorées que d'une manière très-imparfaite et seulement près des ports. Relativement à l'orographie sous-marine de la Péninsule, l'on peut observer que l'Océan qui la baigne est partout profond ; c'est en effet ce qui a été bien constaté à l'Ouest ainsi

(1) La Marmora : *Voyage en Sardaigne*, — D'Archiac : *Paléontologie Stratigraphique ; Leçons sur la faune quaternaire*, p. 130.

qu'au Nord où les Chaines Cantabriques et les Asturies se dressent le long du rivage et prolongent les Pyrénées vers le cap Finistère.

— Des roches ont été reconnues par la sonde sur la côte entre Gibraltar et Cadix ; elles bordent aussi le Nord du Portugal, contournent le cap Finistère et la côte septentrionale. Au sud-ouest de Lisbonne et de Porto, elles s'étendent loin de la côte, indiquant une continuation sous-marine de ses montagnes.

Une zone de sable assez large entoure généralement la Péninsule dans l'Océan ; mais le long de sa côte septentrionale elle devient souvent rudimentaire.

Du sable vaseux s'observe sur cette même côte et vers la Galice ; ses zones contournent les caps Finistère et Ortégal.

La vase se rencontre par les grandes profondeurs ; elle se rapproche des côtes vers Saint-Sébastien, vers Porto et tout le long du Maroc.

MERS D'ISLANDE.

Vers les hautes latitudes du Nord, l'Islande forme un vaste dôme volcanique qui s'élève au milieu de l'Océan. A sa formation se rattache celle de Rockall et des îles Féroë qui ont la même constitution géologique.

Lorsqu'on cherche, d'après les sondages faits autour de l'Islande, à tracer quelques parties des courbes horizontales correspondant aux profondeurs de 100 ou 200 mètres, l'on voit qu'elles sont assez régulières et qu'elles reproduisent à distance, en les atténuant, les principales dentelures de ses côtes.

Des roches sous-marines sont signalées sur tout le pourtour de l'Islande ; on les connaît surtout dans les golfes de Brede et de Faxa, dans la partie occidentale, ce qui tient vraisemblablement à ce que cette partie, réchauffée par le Gulf-Stream et restant facilement accessible, est de beaucoup la mieux étudiée. Les sondages pour l'établissement du télégraphe sous-marin ont également indiqué des roches à plus de 600 mètres de profondeur et sur les parois d'une vallée qui sépare l'Islande des Féroë.

De l'argile se rencontre sur quelques points, particulièrement au

Sud-Ouest de Reikiavik. Elle peut provenir de l'affleurement sous la mer, soit de couches argileuses comme celles qui sont associées aux lignites de l'île, soit encore de la kaolinisation de ses roches volcaniques.

Des galets s'observent sur certaines côtes, notamment dans le golfe de Brede.

Le sable qui forme de vastes dépôts autour de l'Islande doit provenir surtout de ses roches volcaniques, réduites en menus débris. Quant à la vase, elle résulte sans doute d'une trituration plus complète de ces mêmes roches; elle se montre jusque dans le fond des fiords et même jusqu'au niveau de la mer.

Des coquilles sont souvent mélangées au sable des côtes sous-marines de l'Islande.

ILES FÉROË.

Au Nord-Ouest des Iles Britanniques se montrent des îles volcaniques, les Féroë et l'écueil de Rockall. Bien que leur étendue soit très-petite, leur importance est très-grande au point de vue de l'étude du fond de l'Océan; car ce sont les pointements de deux massifs montagneux sous-marins. (Carte n° 2.)

Les îles Féroë surmontent un vaste plateau qui s'allonge dans la direction Nord-Est—Sud-Ouest, à peu près parallèlement aux parois voisines de la terrasse supportant les Iles Britanniques. Une profondeur de plus de 1000 mètres les sépare soit de l'Écosse, soit de l'Islande; sur une grande partie de la ligne qui les joint au Sud-Est de l'Islande, les profondeurs sont d'ailleurs voisines de 500 mètres.

Les dépôts qui recouvrent le fond de l'archipel des Féroë sont essentiellement des sables qui ne peuvent guère être fournis que par les débris de ce plateau volcanique; ils sont parfois mélangés de coquilles.

Les îles Féroë présentent vers le Sud-Ouest un appendice sous-marin. C'est un second plateau orienté, comme ces îles, suivant la direction Nord-Est—Sud-Ouest. Il est recouvert par 100 mètres d'eau vers son milieu et par 200 mètres vers ses bords; au-delà, la mer atteint subitement de très-grandes profondeurs. Quelques

pointements de roches le relie visiblement avec les Féroë. Son fond est remarquablement riche en coquilles qui sont mélangées de plantes marines, de nullipores, de sable. Le plus souvent, les coquilles y dominent ; leurs débris sont tantôt ronds, tantôt plats ; quelquefois ils sont réduits en une pâte blanche. Les plantes et les nullipores sont particulièrement abondants du côté de l'Ouest.

Sur les bords du plateau et à partir de 160 mètres de profondeur, les coquilles diminuent, tandis que le sable augmente. L'on y rencontre d'ailleurs du gravier et des roches ainsi que des cailloux qui sont généralement noirs (1).

Les caractères de ce plateau montrent sa relation intime avec les îles Féroë et portent à croire qu'il est également volcanique.

ROCKALL.

L'écueil de Rockall n'a que 25 mètres de diamètre, mais il est le sommet d'un grand plateau montagneux ayant comme celui des Féroë la direction Nord-Est—Sud-Ouest. Les sondages faits sur ce plateau donnent des profondeurs qui sont généralement comprises entre 200 et 300 mètres. Ses parois sont très-inclinées et il est séparé des Îles Britanniques par une large vallée qui mesure plus de 2000 mètres de profondeur.

On trouve sur le plateau de Rockall des fonds de roches, du sable et beaucoup de gravier. Les coquilles y sont très-abondantes et, de plus, elles se rencontrent jusque par des profondeurs supérieures à 300 mètres. Une couche d'os de poissons y occupe au delà de 3 kilomètres d'étendue.

Au Sud de cet écueil et dans la vallée qui le sépare des Îles Britanniques, il y a d'ailleurs beaucoup de vase sableuse.

Le petit écueil volcanique de Rockall présente beaucoup d'importance au point de vue orographique et géologique : en effet, le grand plateau qui l'entoure paraît indiquer une érosion prolongée des vagues ; d'un autre côté, les dépôts coquilliers descendent quel-

(1) Carte hydrographique dressée en 1846 par M. d'Estremont de Maucroix.

quefois à plus de 300 mètres et accusent, par cela même, un enfoncement ; il est donc vraisemblable que Rockall est le témoin d'une île qui, longtemps rongée par les flots, s'est ensuite abîmée sous l'Océan.

OCÉAN BRITANNIQUE.

Les nombreuses recherches de l'*Hydrographical* et du *Geological Survey* ont fait connaître parfaitement l'hydrographie et la géologie des Îles Britanniques, en sorte que l'étude lithologique des mers qui les baignent est particulièrement intéressante. Indiquons d'abord les traits principaux de leur orographie dans l'Océan (1).

OROGRAPHIE. — De même que la France, les Îles Britanniques sont entourées par une terrasse sous-marine qui leur sert pour ainsi dire de socle. La courbe horizontale qui passe à 200 mètres au-dessous du niveau de l'Océan la limite assez exactement ; car au delà le fond de la mer s'abaisse rapidement et les sondages accusent de grandes profondeurs. Cette courbe, qui est très-ondulée, se dirige vers le Nord-Est et contourne à distance toutes les Îles Britanniques y compris les Hébrides et les Shetland ; sa distance au cap Land's-End, dans le Cornouailles s'élève à 40 myriamètres, mais elle s'approche beaucoup des îles qui bordent l'Ouest de l'Écosse et elle se tient seulement à quelques myriamètres du Nord-Ouest de l'Irlande. Si la mer se retirait jusqu'à ce niveau de 200 mètres, les Îles Britanniques se trouveraient réunies à la France, au Danemark et au continent ; tandis que les Féroë, l'Islande et l'écueil de Rockall formeraient encore des îles.

La terrasse que surmontent les Îles Britanniques présente dans l'Océan une surface qui est assez accidentée. C'est seulement dans le Sud qu'elle reste plane, notamment autour des côtes de l'Angleterre et d'une partie de l'Irlande. Mais vers le Nord et près de l'Écosse, elle est au contraire très-irrégulière, comme cela doit avoir lieu autour d'un massif montagneux. Il n'est même pas nécessaire de s'éloigner des côtes de l'Écosse pour trouver de grandes pro-

(1) Petermann : Geographische Mittheilungen, 1864, et cartes de l'atlas de Stieler.

fondeurs ; car les sondages ont dépassé 250 mètres dans le loch Eishart, près l'île de Sky et à la plupart des golfes correspondent des dépressions très-marquées.

Signalons spécialement deux vallées sous-marines qui s'étendant à l'Ouest de l'Ecosse, la séparent bien complètement, soit des îles Hébrides, soit de l'Irlande. La vallée des Hébrides correspond au détroit nommé le Minch, mais elle s'étend plus loin vers le Sud ; sa profondeur, qui est très-inégale, atteint 240 mètres près de l'île Barra.

La vallée de l'Irlande suit le canal du Nord, puis s'incline à l'Ouest de l'île de Man. En regard du golfe de Belfast, sa profondeur s'élève à 270 mètres ; c'est la plus grande profondeur que la sonde ait accusée sur la terrasse britannique.

Cette vallée paraît d'ailleurs se continuer dans la mer d'Irlande ; elle traverse même le canal Saint-Georges et va se prolonger au loin dans l'Océan vers le Sud-Ouest. Alors elle s'élargit en un vaste bassin qui est accidenté par des plateaux étendus, se trouvant à des profondeurs habituellement comprises entre 80 et 150 mètres ; la grande Sole est le plus important de ces plateaux.

Telle est dans son ensemble l'orographie de l'Océan Britannique ; quant à celle de la Manche, elle nous est déjà connue.

LITHOLOGIE. — Maintenant si l'on considère spécialement les dépôts littoraux qui se forment dans le Sud de l'Angleterre, ils ont beaucoup d'analogie avec ceux du Nord de la France ; ce résultat s'explique d'ailleurs facilement, puisque les deux pays sont très-voisins et que les mêmes terrains géologiques se retrouvent des deux côtés de la Manche.

Indiquons sommairement quelques faits généraux.

D'abord le Cornouailles et le Devonshire offrant dans leur constitution géologique une ressemblance frappante avec la Bretagne, l'on conçoit qu'il en soit de même pour leur dépôt littoral. Bien que ce dépôt repose sur des roches qui n'ont pas de carbonate de chaux, il peut en contenir de 40 à 70 pour 100, grâce à de nombreux débris de coquilles marines ; c'est alors une sorte de tange sableuse qui s'exploite depuis plus de 250 ans et qui sert à amender les terres des pays dans lesquels l'élément calcaire fait défaut. Son emploi

n'est pas limité au voisinage des côtes et on la transporte dans l'intérieur par les canaux, par les voitures et même par les chemins de fer. Les fermiers préfèrent la tanguie qui a été récemment déposée par la mer ; cependant ils emploient aussi celle qui est ancienne et particulièrement celle que le vent accumule sous forme de dunes. L'exploitation de la tanguie est très-active à Bude, à Falmouth et surtout à Padstow où elle atteint 100,000 tonnes par année ; elle s'y élève à peu près au cinquième de la quantité totale qui est employée pour l'agriculture du Cornouailles et du Devonshire (1).

La mer détruit peu à peu les côtes de l'Angleterre, notamment dans le Sud et dans l'Est ; déjà Sir Charles Lyell a montré toute l'importance de ce phénomène qu'il a décrit pour le Yorkshire, le Norfolk, le Suffolk, l'Essex, le Kent (2). Sir Henry de la Bèche l'a également observé sur les côtes du Devon ainsi que du Cornouailles et, bien que ces dernières soient très-dures et très-résistantes, l'empiétement de la mer y dépasse sur plusieurs points une moyenne de 0^m,90 par année.

Toutefois, l'érosion produite par la mer est beaucoup moins rapide sur les côtes granitiques que sur celles qui sont schisteuses, calcaires ou crétacées ; et si le Cornouailles forme un cap proéminent vers le Sud-Ouest, il le doit, comme la Bretagne, à ce qu'il a été protégé par son ossature granitique.

Des galets bordent les rives anglaises de la Manche aussi bien que les rives françaises opposées. Ils sont fournis par les falaises voisines et proviennent de roches dures, de grès et particulièrement des silex de la craie. Du reste, ils se retrouvent dans la mer du Nord où ils bordent généralement les côtes crayeuses, en sorte qu'on les voit, par exemple, s'arrêter avec la craie un peu au delà de Deal.

A Dungeness, le rivage présente un cap assez remarquable ; ce dernier résulte, en effet, d'une accumulation constante de galets fournis par les falaises de grès de Hastings qui sont situées à l'Ouest. Il est en train de s'accroître par l'arrivée successive de nouveaux

(1) De la Bèche : Report on the geology of Cornwall, Devon and West Sommerset, 1839 ; 180.

(2) Sir Charles Lyell : Principles of geology, ch. XX.

galets et l'on estime que son avancement dans la mer est à peu près de 1^m,50 par année.

Observons encore que de part et d'autre de la Manche, les galets sont poussés par les vents régnant du Sud-Ouest qui tendent généralement à les faire marcher vers le Pas-de-Calais. Des trainées longitudinales de roches, provenant des deux rives de ce grand bras de mer cheminent donc lentement et au même niveau, en sorte qu'elles ne sont pas sans quelque analogie avec les moraines latérales des glaciers.

La lithologie sous-marine de l'Océan Atlantique Britannique est assez variée.

D'abord, sur un grand nombre de points, les sondages accusent un fond rocheux. Signalons particulièrement le Nord-Ouest de l'Ecosse, les côtes de l'Irlande, le sud de l'Angleterre, ainsi que les archipels des Sorlingues, des Hébrides, des Orcades, des Shetland. Des roches se trouvent aussi dans la mer d'Irlande, dans les canaux de S^t-Georges et de Bristol, mais elles occupent surtout une surface très-étendue dans la Manche. Un sondage fait au Nord-Ouest de l'Irlande en a du reste rencontré à une profondeur atteignant près de 3000 mètres.

On voit que les roches pierreuses bordent habituellement les Iles Britanniques, dont elles prolongent les rivages et particulièrement les caps ; il est naturel de les trouver surtout dans les parties où les eaux de l'Océan sont le plus agitées et détruisent sans cesse ses parois. D'un autre côté, elles forment aussi le fond des détroits et des bras de mer qui sont balayés par des courants rapides ; c'est en effet ce que l'on observe dans la mer d'Irlande, dans le canal Saint-Georges et dans la Manche.

Le sable constitue presque entièrement le fond de l'Océan Britannique. Des débris de coquilles lui sont mélangés, souvent même en très-grande proportion, comme nous l'avons constaté déjà pour les dépôts émergés des côtes du Cornouailles. Il peut passer au gravier, notamment vers le rivage.

En outre, le gravier présente quelques surfaces découpées d'une manière assez capricieuse qui, généralement, n'ont pas une grande

étendue ; il se rencontre à l'Ouest des Iles Britanniques, au Sud de Cork, dans le canal de Bristol, entre la pointe de Cornouailles et les îles Sorlingues, ainsi que dans la Manche. Ce gravier est habituellement entremêlé de dépôts plus fins ; et les profondeurs auxquelles il descend portent à croire que, généralement, il n'appartient pas à l'époque actuelle. D'après la carte géologique des Iles Britanniques, dans le canal de Bristol, il semble provenir d'un affleurement sous-marin du vieux grès rouge, qui est développé sur ses deux rives ; au Sud de l'Irlande il a visiblement la même origine.

Dans l'Est de la Manche, le gravier occupe une large surface et paraît relier le green-sand de la Haute-Normandie avec celui de l'Angleterre.

Au Sud d'Exmouth et de Star-Point, dans l'Ouest de la Manche, le gravier se trouve sur le prolongement de roches arénacées appartenant au trias.

Indiquons maintenant d'une manière sommaire comment la vase est répartie dans l'Océan Britannique.

Dans la Manche, si l'on part de Douvres au Sud-Est de l'Angleterre en se dirigeant vers l'Ouest, on observe de petits dépôts de vase ou de sable vaseux qui sont au voisinage des côtes (Carte n° 1). L'un d'eux se montre près de Folkestone. Il y en a particulièrement dans le fond des baies, par exemple, à Southampton, à Poole, à Portsmouth, entre l'île de Wight et la terre ferme, entre Lyme-Regis et Dartmouth, près de Plymouth et jusque vers le cap Lizard. La présence de cette vase s'explique facilement, car les côtes qui avoisinent les baies où elle se montre sont formées par les schistes paléozoïques, par les argiles du trias, par les marnes du lias, par les argiles éocènes ; elles doivent donc fournir de la vase par leur destruction superficielle ou sous-marine. De plus, les rivières se déversant sur ces côtes en transportent également par cela même qu'elles coulent sur des couches argileuses.

Sur la côte Ouest de l'Irlande, il y a seulement quelques lambeaux de vase ou de sable vaseux qui se montrent près du comté Donégal, dans les baies de Galway et de Dingle ; mais au Sud et à l'Est de l'Irlande, la vase occupe de très-grandes surfaces qui sont décou-

pées irrégulièrement. Ces surfaces s'étendent dans le canal Saint-Georges et se continuent au Sud-Ouest dans l'Océan, jusque vers le banc de la grande Sole.

Dans la mer d'Irlande, surtout dans le canal du Nord, la vase ou le sable vaseux constituent généralement le fond et couvrent de vastes surfaces. A l'Est de l'île de Man, l'une de ces surfaces longe les côtes d'Angleterre à partir du Comté de Chester et remonte dans le golfe de Solway. A l'Ouest de l'île de Man, une autre longe les côtes d'Irlande ; commençant à la latitude de Dublin, elle remplit la plus grande partie du canal du Nord ; en même temps elle s'allonge vers les côtes de l'Écosse, et après avoir entouré l'île d'Arran, elle remonte jusque dans le haut du golfe de Clyde (1). La vase reparait vers l'île de Mull et à l'entrée du canal Calédonien. Elle continue à s'étendre sur toute la côte Ouest de l'Écosse et elle remplit en partie le détroit de Minch dans l'archipel des Hébrides.

Enfin, on la retrouve également au Nord et surtout au Nord-Est de l'Écosse dans le haut de la mer du Nord. Ainsi, elle forme une vaste surface contournée qui passe entre les îles Orcades et les îles Shetland, se tient à distance du cap Duncansby, puis revenant vers la côte remonte dans l'intérieur du golfe de Murray ; elle s'élargit au Sud et s'éloigne vers l'Est au delà de Dutch Banc et à plus de 200 kilomètres de Peterhead. Du reste, elle est en partie bordée par du sable vaseux et, au Sud-Est des Shetland, elle côtoie un grand triangle d'argile.

Comme la mer d'Irlande aboutit à deux détroits, le canal du Nord et le canal Saint-Georges, elle est traversée par des courants rapides ; par conséquent la vase qui s'y observe jusqu'à une petite profondeur, doit nécessairement provenir de roches sous-marines. A l'aide de la carte géologique des Iles Britanniques, on peut même deviner quelles sont ces roches ; car le bassin de la mer d'Irlande est formé par des roches cambriennes et par du schiste silurien dont la destruction expliquerait l'abondance de la vase. Par la même raison, on doit retrouver de la vase dans le canal du Nord et aussi dans le canal Saint-Georges qui est le prolongement vers le Sud-Ouest du

(1) Jukes : School Manual of geology, page 105 et suivantes.

bassin de la mer d'Irlande. Il est même probable que la vase au Sud de l'Irlande résulte de la continuation sous l'Océan des schistes paléozoïques qui émergent dans le Sud-Est de cette île, dans le pays de Galles et dans le Cornouailles.

Quant à la vase qui s'étend au Nord-Ouest et au Nord-Est de l'Écosse, elle paraît indiquer sous la mer le prolongement des bassins paléozoïques du détroit de Minch et du golfe de Murray ; elle provient sans doute de l'affleurement sous-marin de schistes siluriens ou dévoniens.

Ainsi, sur la terrasse qui porte les Iles Britanniques, la vase est disséminée en petites taches ou bien elle occupe de grandes surfaces dont les formes sont assez irrégulières. Tantôt elle se trouve dans des golfes ou dans des détroits et près du rivage ; tantôt, au contraire, elle s'éloigne beaucoup des côtes. Ses profondeurs sont donc très-variables. Il importe d'ailleurs d'observer qu'elle est généralement entourée par du sable qui se retrouve jusque par des profondeurs beaucoup plus grandes.

Ces particularités du gisement de la vase autour des Iles Britanniques montrent bien qu'elle a surtout une origine locale et qu'elle provient essentiellement de la destruction sous-marine de roches schisteuses ou argileuses. La vase en suspension dans les cours d'eau et dans la mer peut également se déposer dans les golfes et dans les baies tranquilles ; mais il est vraisemblable que la plus grande partie est entraînée dans les grands fonds au pied de la terrasse que surmontent les Iles Britanniques.

Les sondages faits à l'Ouest de l'Irlande pour l'établissement du fil télégraphique, réunissant l'Amérique avec l'Europe, ont appris que les grands fonds reçoivent surtout de la vase calcaire. Cette vase spéciale est généralement dépourvue de sable et formée essentiellement de foraminifères, en sorte qu'elle constitue un calcaire crayeux. On la rencontre déjà vers la profondeur de 1000 mètres et elle se développe au loin dans l'Océan Atlantique. Elle remplit vraisemblablement les abîmes qui s'étendent au pied de notre continent et c'est l'un des dépôts marins les plus importants de l'époque actuelle.

MER DU NORD.

OROGRAPHIE. — La mer du Nord ou d'Allemagne est bornée à l'Ouest par l'Angleterre et l'Écosse, au Sud par la France, les Pays-Bas et l'Allemagne, à l'Est par le Danemarck et la Péninsule scandinave. Les marins qui la fréquentent très-souvent, ont fait une étude complète de son orographie, dont voici, d'après le D^r Petermann, les traits les plus caractéristiques (carte n^o 2).

C'est une mer généralement peu profonde, surtout dans sa partie, Sud où son fond est formé par la terrasse sous-marine qui réunit les Iles Britanniques au continent. De Calais aux îles Shetland, elle s'incline en pente douce vers le Nord. Contrairement à ce qui s'observe le plus généralement, elle s'exhausse dans son milieu, tandis qu'elle s'approfondit près de ses bords, particulièrement vers l'Écosse et les Shetland, mais surtout autour de la Norvège.

Parmi les élévations que présente le fond de la mer du Nord, signalons tout d'abord dans sa partie méridionale, une multitude de petites collines sous-marines qui sont très-rapprochées de ses côtes et qui s'orientent à peu près parallèlement à leur direction ; elles sont particulièrement très-nombreuses vers le Sud-Est de l'Angleterre, dans le Pas-de-Calais, le long des côtes des Pays-Bas, aux embouchures de la Tamise, de l'Escaut, de la Meuse et du Rhin. Elles s'élèvent au-dessus de la terrasse marginale et elles peuvent être dangereuses pour la navigation. Quelquefois, en effet, elles sont recouvertes par très-peu d'eau, et il en est même qui donnent des bancs complètement émergés à marée basse. Ce sont sans doute les courants soit de marée, soit fluviaux qui engendrent ces collines sous-marines de la mer du Nord (Carte n^o 1).

Cette mer offre aussi une succession de plateaux étendus qu'on atteint à des profondeurs de plus en plus grandes à mesure qu'on avance vers le Nord. Il nous suffira d'indiquer les principaux.

D'abord les côtes du Danemarck, des Pays-Bas et du Sud-Est de l'Angleterre sont bordées par une terrasse au-dessus de laquelle il y a moins de 35 mètres d'eau. Elle est surmontée par les Bancs Ju-tland, Amrum, Noir, Breite Vierzehn sur la côte des Pays-Bas, et

par le banc Well qui est à l'Est de l'Humber. Sur les côtes du Danemarck et des Pays-Bas, cette terrasse devient surtout très-large et il en est de même au Sud de l'Angleterre, mais seulement jusque vers la latitude d'York.

Indépendamment de la terrasse bordant les côtes méridionales et orientales de la mer du Nord, un grand banc s'élève en son milieu, c'est le Dogger-Banc. Il s'étend du Sud-Ouest au Nord-Est, entre $54^{\circ} 10'$ et $55^{\circ} 50'$; l'on y trouve d'ailleurs moins de 30 mètres d'eau vers le Sud-Ouest.

Descendant à une profondeur plus grande, on rencontre plus au Nord le Long-Banc ; les sondages y varient de 55 mètres à 73 mètres et il présente des ramifications assez complexes.

D'un autre côté, quelques dépressions sillonnent le fond de la partie méridionale de la mer du Nord.

D'abord un chenal, le Tiede Rinne, traverse le Pas-de-Calais et contourne à distance les côtes orientales de l'Angleterre ; il a une forme assez sinueuse et il se perd à l'Ouest du Banc-Noir. Sa profondeur est la plus petite dans le Pas-de-Calais et, à la latitude d'Ipswich où elle est la plus grande, elle ne dépasse pas 60 mètres.

Autour du Banc Well, on rencontre également plusieurs chenaux ou dépressions allongées ; les Anglais les ont nommés Coal Pit, Sole Pit, Outer Silver Pit et, vers l'embouchure de l'Humber, Silver Pit ; la profondeur de ce dernier chenal est la plus grande. L'Outer Silver Pit est au Sud du Dogger-Banc et s'étend de l'Est à l'Ouest.

Considérons maintenant la partie septentrionale de la mer du Nord. Vers la côte orientale de l'Écosse, le fond de la mer devient inégal et d'autant plus qu'on remonte davantage vers les Shetland : on y observe encore quelques bancs, notamment Long Forties et Dutch Banc ; toutefois, on n'y trouve plus de grands plateaux, comme ceux qui caractérisent le Centre, le Sud et l'Est de la mer du Nord.

Quoique les dépressions y soient assez irrégulières, elles s'observent surtout au voisinage des chaînes de montagnes et sur les prolongements sous-marins des vallées auxquelles ces chaînes donnent naissance. Ainsi, au Nord-Est des monts Cheviots, la profon-

deur est environ de 90 mètres. Au Sud des Grampians, à la latitude de Montrose, on trouve une dépression peu étendue qui a 130 mètres de profondeur ; vers la latitude d'Aberdeen le creux Buchan dépasse 140 mètres. Plus au Nord s'étend une vaste dépression qui communique avec le golfe de Murray ; elle se continue au loin vers les Shetland où sa profondeur dépasse 160 mètres.

Si la mer du Nord était mise à sec, cette dépression formerait un bassin recevant les eaux qui se rendent dans les golfes profondément découpés d'Inverness et d'Edimbourg ainsi que toutes les rivières se déversant sur la côte orientale de l'Écosse.

Mais la dépression, de beaucoup la plus remarquable et la mieux accusée de toute la mer du Nord, est la grande vallée sous-marine qui contourne la côte de Norvège. Très-rapprochée de la côte, elle se dessine nettement au delà de la profondeur de 100 mètres et ses parois sont très-abruptes ; sa largeur se rétrécit le plus à la pointe Sud-Ouest de la Péninsule Scandinave où elle est encore de 55 kilomètres. Cette vallée Norvégienne devient surtout profonde dans le Skager-Rack qui forme le prolongement du golfe de Christiania, et un sondage s'y est élevé à 785 mètres.

Si les eaux de l'Océan se retiraient à 200 mètres au-dessous de leur niveau actuel, tout le fond de la mer du Nord serait mis à sec, jusqu'au delà des Shetland ; il resterait seulement un golfe demi-circulaire et très-allongé qui entourerait le Sud de la Norvège.

LITHOLOGIE. — Après ces notions sur l'orographie de la mer du Nord, que la petite échelle de notre carte ne permet pas de pousser plus loin, nous allons étudier sa lithologie.

Signalons d'abord des fonds de roches sur les côtes orientales de l'Écosse, de l'Angleterre, dans l'Archipel Danois et surtout le long des fiords de la Norvège. Des roches se rencontrent aussi loin des côtes ; elles sont particulièrement très-étendues au Nord-Ouest du Danemarck et à l'Ouest de Bergen.

Les zones d'argile jouent un rôle important dans la lithologie de la mer du Nord. L'une d'elles est presque parallèle à la presqu'île du Jutland ; une autre se trouve au Sud-Est des Shetland ; plusieurs bordent les côtes de la Norvège, et elles prennent beaucoup

de développement vers le Sud, notamment dans le Skager-Rack. Enfin, de petites taches d'argile se montrent aussi dans l'Archipel Danois, à l'entrée de la mer Baltique.

Les galets s'observent près des rivages ; mais par 59° 10' latitude et 1° 20' longitude, entre la Norwége et les Orcades, on en a trouvé à plus de 100 mètres de profondeur.

Quelques trainées de gravier se rencontrent près de la côte orientale de l'Angleterre.

Dans la mer du Nord, le sable est de beaucoup le fond dominant ; on pouvait d'ailleurs s'y attendre, puisque cette mer est peu profonde, agitée par les marées et qu'elle reçoit plusieurs grands fleuves. Le sable s'accumule d'une manière remarquable sur les côtes de France, de Belgique, de Hollande, du Danemarck et d'Angleterre. Il donne alors un dépôt littoral qui n'est pas sans analogie avec celui des Landes ; en effet, c'est un sable fin essentiellement quartzeux qui s'incline sous la mer en pente très-douce. Bien que mélangé avec des débris de coquilles, il n'en renferme qu'une petite proportion. De plus il produit des dunes du côté de la terre.

Le sable forme aussi ces collines sous-marines qui sont si nombreuses dans le Pas-de-Calais et dans la région méridionale de la mer du Nord. Il forme encore la plus grande partie des bancs et des plateaux sous-marins, ainsi que les terrasses qui bordent les côtes. En outre, il occupe de vastes surfaces qui s'étendent à toutes les profondeurs entre le Pas-de-Calais, l'embouchure de l'Elbe, les Shetland et le Nord de la Norwége.

Si l'on recherche d'où provient ce sable qui s'accumule en si grande abondance dans la mer du Nord, il peut résulter d'abord de la destruction de roches qui constituent ses parois. Mais il est surtout apporté par les fleuves qui s'y déversent ; car lorsqu'on examine une carte géologique de l'Europe, on voit que les principaux fleuves se jetant dans la mer du Nord, traversent des terrains éminemment sableux, au moins dans une grande partie de leur cours. Ainsi, en Angleterre, la Tamise comprend dans son bassin les sables tertiaires des étages de Thanet, de Bagshot et de Bracklesham. De

plus, l'Escaut, la Meuse, le Rhin et tous les fleuves des Pays-Bas coulent sur des sables tertiaires, notamment sur ceux qui appartiennent aux étages tongrien, bruxellien et aussi sur des sables diluviens. Il en est de même pour l'Elbe qui, traversant les plaines basses de l'Allemagne du Nord et divers terrains sableux, vomit également de grandes quantités de sable.

Enfin, aux sables provenant des parois de la mer du Nord ou apportés par les fleuves qui s'y déversent, il faut encore ajouter ceux qui viennent de la Manche par le Pas-de-Calais. Car, ainsi que le remarque M. de La Roche Poncié, quelques observations faites dans le Pas-de-Calais semblent indiquer un petit excès du flot sur le jusant ; en tout cas, les vents d'Ouest y prédominent beaucoup sur les vents d'Est ; ils sont plus violents et mettent en mouvement plus de matériaux ; en outre, ils règnent plus des $\frac{2}{3}$ de l'année, en sorte qu'en définitive le sable et la vase sont transportés en plus grande quantité de la Manche dans la mer du Nord.

Différentes circonstances contribuent encore à opérer des dépôts de sable dans la mer du Nord. En effet, le courant de marée qui remonte la Manche suit les côtes des Pays-Bas et du Danemark, rencontre dans la partie méridionale de la mer du Nord celui qui descend de la côte orientale de l'Angleterre ; par suite, ces deux courants opposés se ralentissent mutuellement et tendent à se débarrasser du sable qu'ils entraînent avec eux. D'un autre côté, les courants de marée rencontrent aussi les courants produits par les fleuves qui se déversent dans la mer du Nord, en sorte qu'ils contribuent également à faire déposer leur sable. De plus, à sa sortie du Pas-de-Calais, le courant de flot éprouve un ralentissement subit à cause de son élargissement, et il en résulte que les sables dont il opère le transport se déposent à l'entrée de la mer du Nord.

Ajoutons que, par la faible hauteur de ses marées, la mer du Nord se rapproche des mers intérieures et que des deltas peuvent se former à l'embouchure de ses fleuves. C'est particulièrement ce qui a lieu pour les fleuves qui débouchent sur la côte plate des Pays-Bas ; tandis que d'autres, comme la Tamise, se jetant dans une baie large et profonde, ne cessent de l'engorger par un labyrinthe de bancs de

sable. Ce concours de circonstances explique donc pourquoi le sable s'accumule en si grande abondance dans la mer du Nord, surtout vers l'embouchure de ses fleuves et dans sa partie méridionale.

La vase soit pure, soit à l'état de sable vaseux, occupe aussi de grandes surfaces dans la mer du Nord. D'abord une longue zone s'étend au Nord-Est de l'Écosse, pénètre dans le golfe de Murray et passe à l'Ouest entre les Orcades et les Shetland. Dans le golfe d'Édimbourg, on trouve aussi de la vase.

A l'Est de l'Angleterre, on en rencontre un peu au large de Bedford, de Hartlepool, de Filey. A Hartlepool, elle doit sans doute être attribuée, soit au trias, soit au lias qui affleurent sur la côte voisine.

Plus au Sud, la vase sableuse se montre vers l'entrée du Pas-de-Calais, au large du golfe de la Tamise ; près des côtes, on la rencontre également à droite et à gauche de l'embouchure du fleuve. Sa présence est d'ailleurs facile à expliquer, puisqu'elle se trouve sur le prolongement du bassin de l'argile de Londres.

La vase fait presque entièrement défaut près des Pays-Bas et près des côtes occidentales du Danemarck ; mais elle est très-développée dans la partie centrale de la mer du Nord. Signalons une zone de vase découpée d'une manière capricieuse qui s'étend sur toute la longueur de la péninsule du Danemarck à laquelle elle est parallèle. Sa largeur, qui atteint 100 kilomètres vers le Nord, devient environ quadruple vers le Sud. Elle est en partie bordée par du sable vaseux qui prend lui-même beaucoup de développement à l'Ouest du Long-Banc et vers la rencontre du 57° degré de latitude avec le méridien de Paris.

Dans le sud de la Norwège, une longue zone de vase entoure à petite distance la Péninsule Scandinave ; elle pénètre dans le Skager-Rack, puis, après une interruption, elle reparait dans le Sund et dans l'archipel Danois.

On peut observer que la vase de la mer du Nord est tantôt à de grandes et tantôt à de faibles profondeurs ; elle accompagne généralement les fonds d'argile, et elle suit en partie la vallée sous-marine creusée autour de la Norwège. Du reste, la vase, le sable vaseux et l'argile présentent souvent des formes complètement indépen-

dantes du relief sous-marin et des bancs si nombreux qu'on trouve dans la mer du Nord.

Dans le Sund, dans le Skager-Rack et près des côtes de Norwège, il est probable que l'argile et la vase proviennent des schistes argileux du terrain silurien ou paléozoïque, car on les voit affleurer sur les bords de la Péninsule Scandinave.

Les rives Sud-Est de la mer du Nord étant recouvertes par une nappe diluvienne épaisse, il est assez difficile de savoir quels sont les terrains auxquels sont dues les grandes zones de vase et d'argile qui occupent son milieu. Remarquons cependant qu'un sondage fait à Ostende a rencontré à la profondeur de 33 mètres une couche d'argile tertiaire dont l'épaisseur s'élève à 135 mètres (1). Le terrain tertiaire du bassin de Londres contient du reste plusieurs couches argileuses ; de plus en Belgique il y a les marnes argileuses de Boom et de Tongres, les argiles du Mont Panisel et d'Ypres ainsi que le système de Landen qui correspond à l'argile plastique. Il est donc probable que la zone d'argile parallèle à la presqu'île du Jutland ainsi que la vase et la vase sableuse formant une partie des bancs au Sud-Est de la mer du Nord, proviennent de l'affleurement sous-marin de couches argileuses tertiaires, particulièrement des argiles de Londres et d'Ostende.

—Les dépôts coquilliers font presque entièrement défaut dans le Sud et dans l'Est de la mer du Nord ; toutefois, on en rencontre à l'entrée du Pas-de-Calais et vers le Dogger-Banc. Dans le Nord, ils prennent au contraire du développement ; on en observe sur les côtes de l'Écosse et des Orcades, mais surtout au voisinage d'une ligne joignant Edimbourg à Stavanger en Norwège. Tous les dépôts coquilliers de la mer du Nord sont d'ailleurs sur des fonds sableux ; de plus, leur profondeur ne dépasse pas 200 mètres et même elle est généralement inférieure à 100 mètres.

MER BALTIQUE.

La Baltique est une mer intérieure qui communique avec la mer

(1) *Revue de Géologie*, tome III, page 43.

du Nord ; elle reçoit un très-grand nombre de rivières qui viennent des Alpes Scandinaves, de la Finlande, de la Russie, de l'Allemagne ; aussi la salure y est-t-elle beaucoup moindre que dans les autres mers. Des courants permanents déversent sans cesse les eaux de la Baltique vers le Sud et dans la mer du Nord ; dans les belts ou détroits, ces courants sont animés d'une grande vitesse qui peut encore être augmentée par des vents soufflant dans le même sens.

OROGRAPHIE. — Bien qu'assez étendue, la Baltique est très-peu profonde si on la compare aux autres mers intérieures de l'Asie et du Sud de l'Europe. Trois bassins peuvent y être distingués : le golfe de Bothnie, le golfe de Finlande et la Baltique proprement dite.

Dans le fond du golfe de Bothnie, la profondeur atteint 100 mètres, mais seulement sur une très-petite surface ; toutefois elle s'élève jusqu'à 200 mètres vers le milieu du golfe et près du rivage Suédois.

Le golfe de Finlande présente une vallée sous-marine très-allongée qui, vers sa jonction avec la Baltique, est recouverte par plus de 100 mètres d'eau. Sa communication antérieure avec la mer Blanche paraît encore indiquée par les lacs Ladøga et Onéga.

La plus grande profondeur de la Baltique ne dépasse pas 280 mètres ; elle a été observée au Nord-Ouest, entre Stockholm et l'île de Gottland ; il est à remarquer qu'elle se trouve sur le prolongement du golfe de Finlande. Du reste, dans toute la Baltique, les rives du Nord, de l'Est, du Sud sont généralement plates et s'inclinent très-lentement sous l'eau ; tandis que les rives du Sud-Ouest, parallèles aux Alpes Scandinaves, sont au contraire les plus escarpées et les plus profondes.

LITHOLOGIE. — Des roches sous-marines constituent le fond d'une partie très-notable de la Baltique. On les trouve d'abord autour des principales îles, telles que Gottland, Dago, l'archipel d'Aland. En outre, elles présentent une ceinture presque continue le long de la Suède, sur le rivage occidental de la Baltique ; elles sont encore très-développées sur le rivage oriental et autour de la Finlande, ainsi que dans le golfe de Livonie. Enfin dans l'archipel d'Aland, elles accusent une réunion sous-marine des roches granitiques formant les presqu'îles de Stockholm et de Finlande.

Des fonds d'argile ont été reconnus dans presque toutes les parties de la Baltique et ils y occupent une grande surface ; ils s'observent notamment dans les détroits, le long de la côte de Suède, dans le golfe de Bothnie, au voisinage des îles de Bornholm et de Gottland.

Tout indique qu'ils doivent être attribués à des affleurements sous-marins de roches argileuses et schisteuses du terrain silurien, si développé autour de la Baltique, particulièrement en Suède et en Russie.

Il importe encore de remarquer que, dans la Baltique, des galets forment des zones discontinues qui paraissent orientées parallèlement à la côte de Suède. On les observe au Sud-Ouest de l'île Oland, à l'Est de Nortelje, de Gefle, de Sundsväl et jusque vers Uméa. Leur profondeur moyenne est environ de 50 mètres et vers le Nord elle est même bien supérieure. Ces galets paraissent indiquer l'affleurement d'un dépôt meuble antérieur à l'époque actuelle, peut-être même un ancien rivage de la Baltique.

Le sable recouvre une partie du fond de la mer Baltique et forme surtout de larges bordures autour de ses rivages. Il enveloppe ses îles, comme on le voit très-bien pour les îles Gottland, OËsel et Bornholm. Près de cette dernière il descend même jusque sous 60 mètres d'eau. Il recouvre d'ailleurs de vastes plages sous-marines, particulièrement sur les côtes de Poméranie et de Courlande, dans les golfes de Livonie et de Finlande, ainsi que dans le golfe de Bothnie.

Si le sable occupe une surface étendue dans la Baltique, il faut l'attribuer d'abord à ce que cette mer reçoit beaucoup de rivières ; celles qui descendent des Alpes Scandinaves ont un cours rapide, coulent sur des roches granitiques et par conséquent doivent transporter du sable quartzeux. De plus, les fleuves du Nord de l'Allemagne et de la Russie, l'Oder, la Vistule, le Niémen, la Duna, appartiennent à des bassins hydrographiques qui présentent des dépôts essentiellement sableux ; il n'est donc pas étonnant que les zones de sable prennent surtout de la largeur du côté de la Russie et de l'Allemagne. Enfin, le peu de profondeur de la Baltique et l'agitation de ses eaux tendent aussi à favoriser le dépôt du sable jusqu'à une grande distance de ses rives.

La vase remplit plusieurs bassins distincts ; elle suit à distance les découpures des côtes, se retirant autour des îles. Quelquefois elle enveloppe des plages isolées de sable. Ses fonds principaux dans la Baltique proprement dite s'étendent au Nord-Est de Lubeck et de l'île de Bornholm, entre Dantzic et l'entrée du golfe de Finlande, ainsi que dans le golfe de Livonie.

La vase se montre également au Sud et au Nord du golfe de Bothnie. Elle occupe généralement les parties centrales de la Baltique, mais pas toujours les plus profondes ; de plus, elle est très-souvent bordée par des fonds argileux.

On la retrouve du reste dans les détroits qui sont à l'entrée de la Baltique, soit dans le Sund, soit dans le grand et le petit Belt.

— Des nullipores ou des bryozoaires sont indiqués par les cartes marines à l'embouchure même du golfe de Finlande, mais seulement sur des fonds sableux recouverts par 50 mètres et même par plus de 100 mètres d'eau. Comme la Baltique est très-peu salée, l'on conçoit que ces êtres marins ne puissent se développer que par des profondeurs assez grandes, vers lesquelles tombent naturellement les eaux les plus chargées de matières salines.

On ne rencontre d'ailleurs des dépôts riches en coquilles que dans l'archipel Danois et vers l'entrée dans la mer du Nord, où la salure est bien supérieure à celle du reste de la Baltique.

En effet, tandis que dans le Cattégat, la salure est de 3,05 pour 100 vers Skagen à la pointe Nord-Est du Danemarck, dans le Sund elle se réduit à 1,74 près de Malmoc et même à 1,08 près de Copenhague ; vers l'île de Bornholm elle tombe déjà à 0,75 et elle reste inférieure à 0,6 dans l'archipel d'Aland ; enfin elle devient encore moindre dans les golfes de Finlande et de Bothnie. Des mollusques d'eau douce peuplent exclusivement ces derniers golfes ; en sorte que la Baltique offre l'exemple d'une mer actuelle, dans laquelle vivent simultanément des mollusques marins et lacustres.

MER BLANCHE.

OROGRAPHIE. — La mer Blanche a été parfaitement étudiée par la

marine russe. Elle présente 3 golfes allongés : celui de Dwina et d'Onéga au Sud-Est, celui de Kandalaks au Nord-Ouest. Sa communication avec l'Océan Glacial a lieu par un large détroit, en sorte que les marées y sont sensibles bien que ce soit une mer intérieure. Elle est beaucoup plus profonde du côté des terres que vers l'Océan ; car, à son entrée, elle a moins de 50 mètres, tandis qu'elle atteint 100 mètres dans le golfe de la Dwina et 300 mètres au fond du golfe de Kandalaks. Du reste, le rapprochement des lignes cotidales indique déjà que le fond de la mer Blanche se relève à son entrée.

LITHOLOGIE. — Les sondages ont fait reconnaître des fonds de roches qui sont particulièrement très-étendus dans les golfes de Mézen et d'Onéga, à l'Est de Pjalicka et autour des îles Solowetskoï.

Tandis que les roches sous-marines, à l'entrée de la mer Blanche, réunissent la presqu'île de Laponie à la terre ferme, les golfes de la Dwina et de Kandalaks accusent au contraire une ligne de dépression importante. Ces golfes se trouvent en effet sur le prolongement l'un de l'autre, et leur direction est parallèle aux principales rivières de ces régions.

Le sable couvre de vastes surfaces à l'entrée de l'Océan Glacial ; mais dans la mer Blanche, c'est la vase qui domine et le sable ne se montre que près des bords. Comme la mer Blanche est plus profonde que la partie de l'Océan avec laquelle elle communique, elle doit jouer à l'égard des nombreuses rivières qu'elle reçoit le rôle d'un véritable bassin de décantation ; les grandes quantités de vase que ces rivières transportent à l'époque des fontes de neige se déposent donc dans ses bas-fonds. Les glaces qui la recouvrent pendant l'hiver favorisent encore la décantation, car elles empêchent que les eaux soient fortement agitées par les vents, et, par suite, que la vase soit entraînée au loin. L'orographie assez bizarre de la mer Blanche qui présente un bassin plus profond que l'Océan dans lequel elle se déverse, permet donc d'expliquer pourquoi la vase tend particulièrement à s'y accumuler.

— Bien que se trouvant par des latitudes très-septentrionales, la mer Blanche et surtout l'Océan Glacial se montrent riches en débris de coquilles. Comme dans les latitudes plus méridionales, ces

coquilles sont abondantes sur les fonds de sable, spécialement vers le 68^e degré de latitude et à la jonction des deux mers. Elles sont du reste accompagnées de nullipores, de coraux ou de bryozoaires

— En terminant cette étude des mers de l'ancien continent, signalons l'analogie frappante de la Baltique avec la Caspienne et l'Adriatique.

Ce sont trois mers intérieures dans lesquelles la profondeur est très-faible au Nord, mais augmente vers le Sud; elles reçoivent une multitude de rivières et de fleuves qui transportent beaucoup de débris, tendent à combler leurs bassins et donnent à leurs eaux une salure moindre que celles des mers voisines; elles se distinguent particulièrement par la grande étendue de leurs dépôts sableux.

Dans d'autres mers intérieures, comme la mer Noire, la Méditerranée et la mer Blanche, les dépôts sableux n'occupent au contraire qu'une petite étendue, et c'est de beaucoup la vase qui domine.

Remarquons enfin que toutes les mers intérieures de l'ancien Monde, présentent des caractères généraux et bien saillants dans leur orographie; car elles ont leur plus grande profondeur vers le Sud, tandis que les fleuves principaux qui y versent leurs eaux viennent sur tout du côté du Nord.

Ces deux caractères se retrouvent bien marqués dans la Caspienne, le golfe Persique, la mer d'Azof, la mer Noire, la Baltique, l'Adriatique et la Méditerranée.

CHAPITRE XVI.

MERS DU NOUVEAU-MONDE.

Les mers qui baignent le *Nouveau-Monde* ne sont pas encore, à beaucoup près, explorées d'une manière complète ; cependant la profondeur de l'eau et même la nature du fond sont assez bien connues sur les côtes orientales de l'Amérique Centrale et de l'Amérique du Nord. La science est presque exclusivement redevable de ces résultats aux travaux hydrographiques des Etats-Unis, de l'Angleterre et aussi de la France.

On trouvera sur la carte n° 3 qui comprend toute la partie Nord du grand continent américain, les principales données relatives à la lithologie des mers du Nouveau-Monde.

Orographie de l'Amérique.

Le continent américain, qui sépare l'Océan Atlantique de l'Océan Pacifique, se compose de deux parties affectant une forme triangulaire et se terminant en pointe vers le Sud. Si l'on considère spécialement l'Amérique du Nord, on voit qu'elle s'allonge dans le sens des chaînes de montagnes qui la traversent, les Alleghanys à l'Est, les montagnes Rocheuses à l'Ouest. Ces dernières, qui sont de beaucoup les plus élevées, longent aussi l'Océan le plus étendu qui est le Pacifique, tandis que les Alleghanys font face à l'Atlantique.

L'étude des autres continents montre du reste que leur structure est soumise à la même loi orographique ; car ils se terminent généralement en pointe vers le Sud ; de plus ils présentent une chaîne de montagnes qui longe chacun de leurs bords et la plus grande se dresse du côté du plus grand Océan.

Les bassins hydrographiques contribuent à rendre le relief du sol bien sensible ; aussi sont-ils délimités et représentés par des teintes

différentes sur la carte de l'Amérique du Nord. De plus, comme les cours d'eau entraînent seulement des débris provenant du bassin à travers lequel ils serpentent, il est facile de remonter à l'origine des débris qui sont déversés sur chaque côte maritime. A l'aide d'une carte géologique, il devient même possible d'en prévoir la nature.

Indépendamment des bassins hydrographiques en communication directe avec la mer, l'Amérique du Nord en présente qui sont fermés. Ces bassins fermés occupent même une étendue considérable, notamment dans la région du grand Lac-Salé et sur les plateaux du Mexique.

Parmi les fleuves principaux de l'Amérique du Nord, il convient de citer le Mississipi qui débouche au Sud dans le golfe du Mexique, le Saint-Laurent qui se rend au Nord-Est dans l'Océan Atlantique, la rivière Mackenzie qui coule dans l'Océan Glacial arctique.

Les montagnes rocheuses forment la grande ligne de partage des eaux de l'Amérique du Nord ; comme elles sont rapprochées du Pacifique, les rivières qui en partent pour aller se jeter vers l'Ouest dans cet Océan, sont beaucoup moins étendues et moins importantes que celles qui parcourent une vaste région de plaines avant de se déverser vers l'Est dans l'Atlantique ; par suite, l'Atlantique reçoit la plus grande partie des sédiments que fournit l'Amérique du Nord.

C'est également ce qui a lieu pour l'Amérique du Sud qui présente à peu près les mêmes caractères orographiques et hydrographiques.

Le relief du fond des mers de l'Amérique est esquissé sur la carte, à l'aide de quelques courbes horizontales, particulièrement dans l'Océan Atlantique et dans les mers pour lesquelles l'on possède un nombre suffisant de sondages. La profondeur devient généralement considérable à une distance assez petite des côtes ; cependant une terrasse sous-marine les borde et se montre surtout bien caractérisée dans l'Atlantique. Du reste, on retrouve généralement cette terrasse autour des continents dont elle paraît indiquer l'ancienne limite.

Au Sud des bancs de Terre-Neuve, un vaste bassin s'allonge de l'Ouest vers l'Est dans l'Atlantique Nord, entre le 40° et le 45° degré de latitude. C'est l'une des dépressions les plus remarquables du globe, et sa profondeur dépasse les sommets de l'Himalaya.

D'après les sondages faits jusqu'à présent dans les mers Arctiques

qui s'étendent au Nord du continent américain, leur profondeur paraît être assez faible, relativement à celle de l'Atlantique et du Pacifique.

Distribution de la pluie en Amérique.

Les quantités de pluie qui tombent annuellement ont été indiquées pour un certain nombre de stations météorologiques (1); quelques courbes hyétographiques figurent même leur distribution.

Dans les régions équatoriales, la pluie atteint, comme l'on sait, son maximum; en outre, les cours d'eau y sont sujets à d'énormes crues, en sorte qu'ils doivent nécessairement charrier une plus grande quantité de débris et produire une ablation plus rapide à la surface de leurs bassins.

Dans la partie orientale de l'Amérique du Nord, la pluie est encore abondante, mais elle va en diminuant à mesure qu'on s'élève vers le Nord. Elle est en relation avec le relief du sol, et notamment avec la grande chaîne des Alleghany autour de laquelle elle se répartit symétriquement. Il tombe d'ailleurs beaucoup de pluie dans la vallée du Mississipi.

Données diverses fournies par la carte lithologique de l'Amérique.

Les courants marins les plus importants et en particulier le Gulf-stream, ont encore été tracés sur la carte de l'Amérique du Nord.

On y trouve aussi les lignes cotidales qui montrent le mode de propagation des marées. Ces lignes sont parallèles à la côte orientale de l'Amérique, tandis qu'elles sont à peu près perpendiculaires à sa côte occidentale.

Les directions des vents dominants dans différents parages ont également été indiquées sur la carte de l'Amérique, d'après les travaux du commandant Maury et du *Coast Survey* des Etats-Unis.

Ces données permettent jusqu'à un certain point d'apprécier vers quels parages les débris remaniés par la mer doivent être entraînés ;

(1) Results of meteorological observations made on the direction of the United States Patent office and the Smithsonian Institution.

car ceux qui sont assez fins pour rester en suspension dans ses eaux, sont transportés par les courants marins et particulièrement par les courants sous-marins. D'un autre côté, les vents engendrent des lames qui tendent à déplacer les débris plus gros suivant leur direction et les font ainsi cheminer le long des rivages.

— La carte n° 3 fait surtout connaître la lithologie des mers qui baignent l'Amérique du Nord ; elle représente les différentes roches formant leur fond, que ces dernières appartiennent soit à l'époque actuelle, soit à des époques antérieures ; elle montre bien comment elles sont distribuées. Elle indique aussi les polypiers, les millépores et les bryozoaires ainsi que les parties qui sont exceptionnellement riches en débris de coquilles ou bien en plantes marines.

Dans la description lithologique de ces mers qui va maintenant nous occuper, nous remonterons le long de la côte orientale de l'Amérique ; passant ensuite dans l'Océan Glacial arctique, nous redescendrons le long de sa côte occidentale ; nous étudierons donc successivement la mer des Antilles, le golfe du Mexique, l'Océan Atlantique Septentrional, les mers arctiques et l'Océan Pacifique.

Commençons par les principaux lacs.

LACS DE L'AMÉRIQUE DU NORD.

L'Amérique du Nord est remarquable par ses lacs qui, plus grands et plus nombreux que dans aucune autre partie du monde, atteignent en quelque sorte les proportions de petites mers d'eau douce. Des sondages déjà anciens ont exploré la plupart de ces lacs d'une manière assez complète ; ils apprennent que leur forme est celle d'entonnoirs allongés et plus ou moins irréguliers. Leur profondeur est assez grande, mais très-inférieure à celle du lac Majeur qui dépasse 850 mètres. On a trouvé près de 240 mètres dans la partie occidentale du lac Supérieur, 150 mètres dans le lac Huron, et 70 mètres dans le lac Érié. Le lac Ontario, duquel s'écoule directement le fleuve Saint-Laurent est du reste beaucoup plus profond que le lac Érié, bien qu'il en soit voisin et qu'il ait une étendue moindre.

Si l'on examine quelles sont les roches qui forment le fond de ces lacs, l'on constate que l'argile y occupe une très-grande surface. Il

faut l'attribuer à ce qu'ils sont creusés dans les terrains paléozoïques, riches eux-mêmes en argile et en schiste.

Des roches pierreuses sont quelquefois accusées par la sonde ; elles sont particulièrement abondantes sur le pourtour du lac Huron et se rencontrent même jusqu'à une grande distance de ses bords.

Quant aux dépôts qui tendent à combler les lacs de l'Amérique du Nord, ce sont le sable et surtout la vase. Le sable forme seulement une bordure assez mince le long des rives, tandis que la vase remplit le fond des bassins : cependant la vase se rencontre aussi près de la surface, particulièrement dans le lac Supérieur et alors elle recouvre des roches schisteuses ou argileuses.

Du sable vaseux s'observe à la limite du sable et de la vase ; il y en a notamment dans le lac Erié.

Le gravier se montre encore sur différents points des lacs Erié et Huron ; dans ce dernier lac, la sonde l'a trouvé jusque par des profondeurs supérieures à 100 mètres.

Enfin les coquilles d'eau douce deviennent quelquefois très-abondantes dans les lacs de l'Amérique du Nord ; ainsi les unios, les anodontes, les gnathodons, pullulent tellement qu'ils forment de véritables bancs, et qu'on les exploite pour le marnage des terres.

OCÉAN ATLANTIQUE AMÉRICAIN.

MER DES ANTILLES.

OROGRAPHIE. — La mer des Antilles est limitée par la chaîne des îles qui lui donnent son nom, par la presqu'île de Yucatan, par l'Amérique centrale et le Nord de l'Amérique méridionale. Elle remplit un vaste bassin dans lequel le bord, qui est formé par la chaîne des grandes et des petites Antilles, disparaît souvent sous les eaux et présente des solutions de continuité. Le trait le plus saillant de son orographie est une excavation profonde et très-allongée, qui s'étend depuis l'île de Porto-Rico jusqu'au fond du golfe de Costa-Rica, vers l'isthme qui unit les deux Amériques. Sa profondeur est la plus grande du côté de l'isthme où elle peut dépasser 4000 mètres ; du reste, tout le long de la chaîne des Antilles, la mer conserve beaucoup de profondeur, surtout vers le Nord-Est. (Carte n° 3.)

LITHOLOGIE. — Dans la mer des Antilles, des roches bordent les îles ainsi que les côtes montagneuses. Il y a surtout beaucoup de récifs de polypiers qui continuent à se développer à l'époque actuelle ; ils sont particulièrement très-abondants entre la Jamaïque et la baie des Mosquitos, entre Cuba et le golfe de Honduras, autour des petites et des grandes Antilles.

De l'argile a été rencontrée dans les sondages qui ont été faits sur le bord oriental de l'isthme qui réunit les deux Amériques ; cette argile est associée à de la vase.

Le sable s'observe autour des côtes baignées par la mer des Antilles et, comme dans l'Océan, il couvre quelquefois de vastes surfaces ; indiquons spécialement celles de la côte Sud-Ouest de l'île de Cuba et de la baie des Mosquitos. Il s'étend aussi sur un grand nombre de bancs qui sont recouverts par une faible profondeur d'eau, tels que ceux de la Bivora, des Cayes, Serrana et Serranilla, Quita-Sueno, de la Providence, du grand et du petit Cayman, de Misteriosa, des îles aux Cygnes, ainsi que de la côte de Belize et du Yucatan.

Ces bancs sont généralement formés par des récifs de polypiers, en sorte que le sable qui les recouvre doit naturellement être fort riche en débris calcaires, et constituer une arène corallienne. Autour de ces récifs, les sondages accusent même une boue ou vase blanchâtre qui provient de la trituration des polypiers réduits en parcelles microscopiques. Mélangée à l'argile, elle donne une marne blanche. Lorsqu'elle consiste en carbonate de chaux pur, elle peut se consolider et produire un calcaire ayant une structure tantôt compacte et tantôt oolithique. Quant au calcaire bréchiforme qui s'observe souvent dans les récifs, il résulte de ce que des fragments de polypiers ont été enveloppés par la boue blanchâtre ou bien cimentés par des infiltrations de carbonate de chaux (1). L'évaporation rapide de l'eau de mer qui est projetée par les vagues sur les sables calcaires et fortement échauffés qui constituent le rivage, contribue d'ailleurs à y déposer du carbonate de chaux, et par suite à les cimenter.

(1) Darwin, J. D. Dana, Agassiz, Martin Duncan.

La vase occupe d'immenses surfaces dans la mer des Antilles et longe ses côtes méridionales. Ainsi, on la trouve à l'embouchure de l'Orénoque et dans les golfes de Vénézuëla et de Darien ; elle longe l'isthme de Panama et se continue jusqu'à l'Etat de Nicaragua. Elle est encore très-développée sur les côtes du Honduras. Enfin elle tapisse en partie l'anse de la Broa entre Cuba et l'île des Pins ; et comme elle est seulement à une profondeur de quelques mètres, elle doit sans doute provenir des roches du fond.

Remarquons du reste que dans la mer des Antilles la vase paraît s'approcher plus particulièrement des côtes de l'Amérique méridionale et centrale qui sont formées par le terrain tertiaire ; il semblerait donc qu'elle résulte de l'affleurement des couches argileuses appartenant à ce terrain.

— On sait que les polypiers vivent dans les eaux chaudes et limpides, tandis qu'ils évitent avec soin celles qui sont troubles ; c'est sans doute à cette circonstance qu'il faut attribuer leur absence dans toutes les parties de la mer des Antilles, dans lesquelles il se dépose de la vase ; ils manquent en particulier sur la côte de l'Amérique méridionale où la température serait cependant si favorable à leur développement.

Des dépôts coquilliers s'observent dans la mer des Antilles, notamment sur les bancs de la Bivora et de Rosalinde ; comme d'habitude, ils se trouvent sur des fonds de sable.

GOLFE DU MEXIQUE.

Le golfe du Mexique est moins étendu et moins profond que la mer des Antilles ; c'est une sorte de mer intérieure qui a la forme d'un entonnoir oblique dont la profondeur dépasse 3000 mètres et dont le fond est plus rapproché du bord Nord-Est. On sait que ses eaux sont mises en mouvement par le Gulf-Stream qui, pénétrant par le canal de Yucatan, contourne tout le golfe et va sortir par le canal de Bahama. D'un autre côté, le courant froid qui descend de la côte du Labrador pénètre aussi par ce dernier canal et passe sous le Gulf-Stream, se dirigeant en sens inverse ; par suite, il doit entraîner vers l'Ouest

les débris provenant des polypiers qui sont si abondants vers la pointe Sud de la Floride.

LITHOLOGIE.—Les roches antérieures à l'époque actuelle ne paraissent pas jouer un rôle important dans la lithologie du golfe du Mexique ; cependant elles bordent les côtes montagneuses, particulièrement dans le Sud. En outre les sondages y indiquent de l'argile. Ainsi, une zone d'argile très-allongée commence un peu au-delà de l'embouchure principale du Mississipi et descend jusque dans la partie profonde du golfe ; elle provient sans doute de l'affleurement sous-marin des argiles tertiaires avec lignites, qui ont beaucoup d'épaisseur dans cette région.

Dans les explorations du golfe du Mexique, l'on a surtout rencontré du sable. Indépendamment de ce qu'il borde les côtes, souvent jusqu'à une très-grande distance, il couvre à l'Ouest de la Floride et autour du Yucatan de vastes surfaces qui s'étendent jusqu'à plus de 350 kilomètres du rivage. Les côtes près desquelles on l'observe sont habituellement assez peu profondes ; toutefois, la sonde en indique jusque vers 150 mètres. Du reste, il est tantôt fin, tantôt grossier et des coquilles lui sont mélangées.

La vase occupe généralement la partie centrale et profonde du golfe du Mexique ; cependant elle s'observe aussi près de ses bords. C'est notamment ce qui a lieu dans le golfe de Campêche, près de la Vera-Cruz et autour des bouches du Mississipi. Quelquefois la vase est associée à de l'argile, comme cela a lieu dans le Nord du golfe et jusque dans sa partie profonde.

De la vase blanche, calcaire, s'étend au Nord-Ouest du Yucatan et au Sud-Ouest de la Floride ; elle peut provenir soit de foraminifères, soit de la trituration de polypiers lorsqu'elle se trouve dans leur voisinage.

— Les dépôts coquilliers couvrent de grandes surfaces au Sud-Ouest de Campêche, mais surtout à l'Ouest de la Floride ; ils sont sur des fonds de sable et généralement à une profondeur moindre que 100 mètres.

Les récifs de polypiers sont nombreux et très-bien caractérisés ; ils se montrent surtout le long des côtes, particulièrement vers les

deux entrées du golfe du Mexique, autour du Yucatan, de Cuba et de la Floride. Ils forment encore des bancs ou des hauts-fonds qui sont plus ou moins éloignés des côtes ; tels sont les bancs Alacranes, Triangles, Las Arcas. Ils forment aussi des îles, telles que Tortugas, Bermeja et l'île de Sable. Enfin les sondages apprennent que les polypiers couvrent à l'Ouest de la Floride des surfaces étendues qui se trouvent à une grande profondeur, puisqu'elle atteint 500 mètres. Il est possible que ces débris de polypiers soient charriés à l'Ouest de la Floride par le courant froid et sous-marin qui rentre dans le golfe. On comprend d'ailleurs que partout où il existe des polypiers le sable contiendra naturellement une très-forte proportion de carbonate de chaux, s'il n'en est même presque entièrement formé.

L'absence des polypiers vers les bouches du Mississipi, tient vraisemblablement à ce que ce grand fleuve rejette des eaux très-limoneuses ; elle peut résulter également de ce qu'il diminue légèrement la salure dans cette région du golfe du Mexique, et de ce qu'il y produit des variations de température, surtout par l'apport de ses eaux froides pendant la saison d'hiver.

A l'Ouest du Yucatan et en dehors du courant qui traverse le golfe, les plantes marines sont très-abondantes.

OcéAN ATLANTIQUE DES ÉTATS-UNIS.

Considérons actuellement la partie de l'Océan Atlantique américain qui baigne l'immense rivage s'étendant depuis les Antilles jusqu'au Labrador (Carte n° 3).

Deux courants permanents déplacent ses eaux : l'un qui est froid, vient des mers Arctiques ainsi que de la baie d'Hudson et descend tout le long de la côte ; l'autre, qui est chaud, sort du golfe du Mexique et, se tenant à distance de la côte, remonte au contraire vers le Nord-Est ; c'est le Gulf-Stream. Parmi les agents des dépôts marins il convient encore de mentionner les glaces flottantes arctiques par lesquelles des blocs sont transportés jusqu'au Sud du banc de Terre-Neuve et même jusque vers le 40° degré de latitude.

OROGRAPHIE. — Comme dans la plupart des continents, une terrasse borde la côte orientale de l'Amérique du Nord. Cette terrasse est recouverte par 100 ou 200 mètres d'eau et ses contours dessinent à distance les principales sinuosités du rivage. Très-étroite à la pointe Sud-Est de la Floride et à Pamlico au cap Hatteras, elle s'élargit beaucoup près de Nantucket, de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve. Des bancs remarquablement étendus longent cette partie Nord de la côte et en forment la continuation sous l'Océan. Au delà de la terrasse, la profondeur augmente rapidement et les parois sous-marines du continent Américain s'inclinent vers un énorme bassin dont la profondeur dépasse 10 kilomètres.

Ce bassin s'allonge de l'Ouest vers l'Est, suivant le 38^e degré de latitude ; il se rapproche du grand banc de Terre-Neuve, à la hauteur duquel il s'étend suivant la direction Nord-Sud.

Les Bermudes et les Fausses-Bermudes sont des îlots qui émergent des régions les plus profondes de l'Atlantique ; elles ont, par suite, beaucoup d'importance au point de vue de son orographie.

Au Nord de la chaîne des petites et des grandes Antilles, on trouve souvent des profondeurs qui dépassent 1 kilomètre à peu de distance de ces îles. L'archipel de Bahama et une série d'îles ou de plateaux sous-marins réunissent au contraire sous l'Océan les Antilles avec la presqu'île de la Floride.

La vallée qui contient l'Océan Atlantique étant à la fois très-large et très-profonde, il est probable que, malgré des modifications partielles, elle date de la consolidation de l'écorce terrestre.

LITHOLOGIE. — Étudions maintenant la lithologie de l'Océan atlantique des États-Unis, et, comme précédemment, remontons du Sud vers le Nord.

De nombreuses roches sous-marines se rencontrent vers les débouquements de St-Domingue et dans l'Archipel de Bahama, ainsi que le long des Antilles ; mais ce sont généralement des calcaires sécrétés par les polypiers.

De Nantucket jusqu'à la pointe du Labrador, des roches antérieures à l'époque actuelle bordent les côtes ou s'étendent à une certaine distance. Elles sont très-multipliées autour de la Nouvelle-

Écosse, des îles Anticosti et Terre-Neuve, ainsi qu'à droite et à gauche de l'embouchure du Saint-Laurent.

Une zone d'argile longe à l'Est la presqu'île de la Floride, et paraît continuer celle qui se montre à l'Ouest, dans le golfe du Mexique. Vers le Nord, la sonde rencontre quelquefois des fonds peu étendus d'argile ou de schiste, notamment à l'embouchure du Saint-Laurent et autour de Terre-Neuve.

Des galets ont été observés près de Georgetown et il y en a spécialement au large de Nantucket et au Sud de la Nouvelle-Écosse. Ils sont à des profondeurs trop grandes pour que l'Océan actuel puisse les produire ; d'un autre côté, près de Georgetown, ils sont à une latitude trop méridionale pour avoir été déposés par les glaces flottantes.

Du gravier calcaire se trouve sur les bancs de la Caye de Sol et de Bahama. Le gravier ordinaire se rencontre d'ailleurs au Sud-Est de New-York et surtout sur les bancs qui bordent la côte au Nord, particulièrement sur les bancs Banquereau, Saint-Pierre, Vert et de Terre-Neuve ; ce gravier est souvent à une profondeur égale ou même supérieure à 100 mètres.

— Les dépôts marins que l'Océan Atlantique forme sur la côte de l'Amérique septentrionale sont essentiellement composés de sable. Dans le Sud et le long de la Floride, la carte nous montre que le sable présente une zone qui atteint une grande largeur. Au voisinage de la Floride, il est du reste entremêlé de polypiers dont les récifs se développent accidentellement jusqu'au 30° degré. En suivant les côtes de la Géorgie et des deux Carolines jusqu'à l'Etat de New-York, c'est toujours du sable qu'on rencontre. Il est à une petite profondeur et recouvre la terrasse sous-marine du continent américain. Des débris de coquilles lui sont mélangés et il peut accidentellement passer au gravier. Sur divers points, sa largeur mesure 200 kilomètres.

Du sable glauconieux se dépose actuellement en regard de la Géorgie ; on le trouve vers la profondeur de 100 mètres et il borde la vase crayeuse qui s'étend sous le Gulf-Stream.

Bien que les côtes méridionales des États-Unis aient été explorées très-loin vers le large dans l'Atlantique, la vase s'y rencontre à

peine et seulement d'une manière accidentelle. Cependant on l'observe et même très-près du rivage, dans la baie de Chesapeake; elle constitue le fond du chenal de cette baie allongée, et elle remonte dans le lit du Potomac. Quelques taches isolées de vase apparaissent aussi à l'Est de la presqu'île Delaware, près des côtes du New-Jersey, entre la terre ferme et l'île Longue.

Lorsqu'on s'élève davantage vers le Nord des États-Unis, on voit le sable border simplement le rivage jusqu'à Terre-Neuve; toutefois, c'est particulièrement la vase qui occupe de vastes surfaces dans cette région de l'Océan.

Mais le sable s'étend encore très-loin, vers le large, à hauteur du cap Cod. Il entoure la Nouvelle-Écosse, les îles du Prince Édouard, de Terre-Neuve; en outre, il s'éloigne beaucoup de leurs rivages. On l'observe spécialement sur les grands bancs ou plateaux qui caractérisent l'orographie sous-marine de cette partie de l'Atlantique; tels sont les bancs Georges Shoals au Nord-Est du cap Cod; ceux de la Have, de l'île de Sable, Sambro, le Banc-Moyen et les Banquereaux aux abords de la Nouvelle-Écosse; enfin, les bancs Saint-Pierre et des Baleines, ainsi que le Grand-Banc proprement dit, qui sont près de Terre-Neuve. Le sable qui recouvre tous ces plateaux peut provenir de transports opérés par la mer quand elle est très-fortement agitée, et aussi, dans certains cas, des glaces flottantes; cependant il est plus probable qu'il résulte de la destruction des plateaux eux-mêmes par l'action des vagues, et du remaniement sur place de leurs débris quartzeux et arénacés; cette dernière origine paraît d'ailleurs d'autant plus vraisemblable que le sable s'étend souvent au delà des limites des plateaux sous-marins et jusqu'à de grandes profondeurs, en sorte qu'alors il peut très-bien être antérieur à l'époque actuelle.

Sur le grand banc de Terre-Neuve en particulier, le sable est accompagné de gravier, de cailloux, de débris de coquilles; tandis que dans le trou de la Baleine, qui est une excavation existant à la surface de ce banc, l'on trouve au contraire de la vase exhalant une odeur fétide.

D'un autre côté, quelques îlots de sable se rencontrent accidentel-

lement dans la vase de laquelle il nous reste maintenant à parler.

Lorsqu'on s'éloigne de la côte, la vase succède au sable et les sondages ont constaté son existence entre Pamlico et la Baie d'Hudson ; elle occupe particulièrement de grandes surfaces vers le nord, à l'embouchure du Saint-Laurent et autour du banc de Terre-Neuve. La vase dessine une pointe du côté de Newport où elle remonte près du rivage. Elle remplit en partie le golfe compris entre le cap Cod et la pointe Sud de la Nouvelle-Écosse ; elle se resserre entre les bancs Georges Shoals et de la Have ; mais elle s'étend au loin vers l'Est. Quelques taches de vase se montrent jusque dans la baie de Fundy, où leur présence mérite d'être remarquée ; car cette baie est peu profonde et balayée par des marées atteignant la plus grande hauteur connue, en sorte que la vase doit nécessairement provenir des roches qui en forment le fond.

La vase occupe encore de vastes surfaces dans le golfe Saint-Laurent. Se montrant à l'embouchure du fleuve, elle suit le canal du Sud et s'allonge vers le Sud-Est. En outre, elle remonte vers le Nord-Est et se dirige vers le détroit de Belle-Ile. Elle contourne à distance l'île Anticosti, s'approche du cap Gaspé et pénètre dans la baie des Chaleurs. On voit qu'elle est très-développée dans les parties centrales du golfe Saint-Laurent ; sortant ensuite de ce golfe, entre Terre-Neuve et l'île Royale, elle se prolonge au loin dans l'Océan Atlantique où elle s'avance jusqu'après de Miquelon.

Plus ou moins mélangée avec du sable, la vase entoure les bancs de Saint-Pierre et des Baleines ainsi que le grand banc de Terre-Neuve. On pouvait prévoir, d'ailleurs, que de la vase sableuse serait, comme à l'ordinaire, interposée entre le sable et la vase.

A l'Est du grand banc de Terre-Neuve, sur un haut-fond nommé le Bonnet-Flamand, la sonde indique de la vase et en même temps du schiste ardoisier.

Il existe visiblement un rapport intime entre la distribution de la vase et la constitution géologique de la côte orientale de l'Amérique du Nord. Pour s'en convaincre, il suffit de rapprocher les cartes lithologique et géologique de cette partie de l'Amérique ; on reconnaît alors que quand la vase se montre à proximité du rivage,

c'est spécialement dans les endroits où le fond de la mer est formé par des roches donnant beaucoup d'argile par leur destruction (1).

Ainsi, le golfe du Saint-Laurent, dans lequel la vase couvre une si grande surface, est entouré par des masses puissantes de schistes appartenant à divers terrains paléozoïques, mais surtout au terrain laurentien et silurien; ces schistes se prolongent sous le golfe, dans lequel ils produisent de la vase, par leur destruction. Telle est aussi l'origine de la vase qui environne les bancs de Terre-Neuve et de celle qui, plus loin, vers le Nord-Est, recouvre le Bonnet-Flamand. Les grandes surfaces de vase de la baie de Fundy, du golfe Saint-Laurent et du golfe compris entre le cap Cod et le cap Sable, indiquent de même un prolongement sous-marin des schistes anciens qu'on voit affleurer vers ces rivages. Enfin, la vase qui s'étend au Sud-Est de Rhode-Island, ferait également croire que les montagnes du New-Hampshire et les schistes paléozoïques de Boston se continuent jusque sous l'Océan.

La vase calcaire s'observe, à toute profondeur, dans la région méridionale de l'Océan Atlantique dans laquelle se développent les polypiers. On trouve surtout cette vase sur le fond de l'Océan qui est recouvert par le Gulf-Stream; elle se dépose à l'état de craie et elle se forme jusque par les plus grandes profondeurs. La faune qui la peuple varie avec le niveau que l'on considère; mais certaines espèces vivent à la fois sur les côtes d'Europe et d'Amérique et par conséquent sur une immense étendue.

— Les polypiers entourent les petites et surtout les grandes Antilles ainsi que la Floride; ils prennent un développement exceptionnel aux débouquements de Saint-Domingue et dans l'archipel de Bahama, où ils forment, indépendamment des îles, des bancs sous-marins qui sont très-étendus. Parmi ces derniers, le grand banc de Bahama, remarquable par ses dimensions, est recouvert seulement par quelques mètres d'eau.

Dans tout cet archipel, aussi bien que dans les grandes et les petites Antilles, la lithologie marine présente beaucoup d'uniformité; la sonde indique, en effet, de vastes surfaces occupées par du sable

(1) Voir la *Carte du Geological Survey du Canada*, ou bien la *Carte géologique de la terre*, par J. Marcou.

plus ou moins calcaire et par des débris de polypiers. La destruction des polypiers donne tantôt une arène calcaire ou des conglomérats, tantôt une oolite corallienne ou bien de la vase calcaire. Ainsi, sur une partie du grand banc de Bahama, le dépôt laissé par la mer est une vase blanche, calcaire, qui est plus ou moins mélangée de sable et de polypiers ; cette vase peut d'ailleurs s'élever jusqu'au niveau de l'eau.

Aux Bermudes, la chaleur du Gulf-Stream permet encore aux polypiers de se développer, bien que ces îles soient au delà du 30° degré de latitude, et les dépôts marins qui les avoisinent offrent également les caractères qui viennent d'être indiqués. Il est vraisemblable, du reste, que l'abondance exceptionnelle des polypiers dans ces mers doit surtout être attribuée à ce que leurs eaux ont une température à la fois bien égale et très-élevée, qui leur permet de dissoudre une proportion plus grande de carbonate de chaux.

Les dépôts coquilliers sont très-abondants sur la terrasse qui borde l'Océan Atlantique des États-Unis, notamment le long des côtes méridionales. Ils occupent des surfaces étendues près de la Floride et de la Géorgie, entre Savannah et Beaufort, près des Carolines, à l'est de Plymouth, de Norfolk, du New Jersey et de Nantucket. Ils se trouvent sur des fonds de sable, dont les profondeurs sont assez généralement moindres que 100 mètres.

Les foraminifères et spécialement les globigérines pullulent en quantités énormes dans la vase crayeuse qui se dépose sous le Gulf-Stream. Le rizocrinus *Loffotensis* s'y rencontre aussi bien sur les côtes de l'Amérique que sur celles de l'Europe. Des coraux ainsi que des échinodermes peuplent en outre les régions profondes du Gulf-Stream ; et, d'après les recherches de MM. Agassiz et de Pourtalès, ils se rapprochent de ceux qui caractérisent les faunes crétacées et tertiaires.

Enfin les fucus forment, dans l'Océan Atlantique septentrional, d'immenses prairies flottantes, spécialement dans sa région méridionale, à laquelle on donne pour ce motif le nom de *Mer de Sargasse*.

Dans l'archipel de Bahama, les plantes marines prennent aussi un très-grand développement.

MERS ARCTIQUES.

Malgré les glaces et les grandes difficultés qui s'opposent à l'exploration des mers arctiques, les expéditions entreprises dans ces dernières années, par les navigateurs anglais et américains, ont fourni beaucoup de renseignements sur leur orographie et même sur leur lithologie.

Les parties qui ont été le mieux étudiées sous ce rapport sont la mer d'Hudson et particulièrement les abords de l'île Southampton, le large détroit de Davis et la mer de Baffin, les détroits ramifiés qui longent le Devon septentrional, Bathurst, l'île Melville, et communiquent au Nord-Ouest avec l'Océan Glacial Arctique; enfin les côtes Sud de cet Océan jusqu'au détroit de Behring. (Carte n° 3.)

OROGRAPHIE. — Relativement à l'orographie générale des mers arctiques, l'on peut observer qu'elles sont profondes entre l'Amérique et le Groënland, en sorte que ces deux continents sont nettement séparés l'un de l'autre. En effet, dans la baie d'Hudson, les sondages dépassent 3500 mètres; sur la côte occidentale de la mer de Baffin et notamment près du cap Brown, ils atteignent près de 2000 mètres; enfin, ils sont encore assez grands au Sud-Est du Devon septentrional, vers l'entrée du détroit de Lancaster.

Toutefois, dans la mer d'Hudson, les sondages restent inférieurs à 200 mètres. Dans les détroits du Devon septentrional et de l'île Melville, dans le passage du Nord-Ouest, le long des côtes Sud de l'Océan Glacial, ainsi que dans le détroit de Behring, ils sont également peu élevés. D'après les explorations faites jusqu'à présent, il paraît donc que les mers s'étendant au Nord de l'Amérique sont généralement peu profondes, même à distance des côtes.

LITHOLOGIE. — Des roches pierreuses se rencontrent fréquemment dans les mers arctiques; mais elles sont habituellement dans les détroits ou bien au voisinage des côtes dont elles forment le prolongement sous-marin.

Les débris de coquilles deviennent très-abondants sur quelques fonds sableux, notamment à l'Est de l'île Southampton et dans le

canal de Fox. Il importe de remarquer qu'on en rencontre jusqu'au 77° degré, vers l'entrée Smith, c'est-à-dire jusque sous les latitudes les plus élevées. Dans ces régions froides, les dépôts coquilliers sont quelquefois à plus de 200 mètres de profondeur, sans doute parce que les mollusques vont chercher à ce niveau une température plus favorable à leur développement.

Dans les mers arctiques, qui sont en partie des Méditerranées, le sable occupe des surfaces plus restreintes que dans les autres Océans ; généralement il forme une zone le long du rivage ou bien il en est peu éloigné. Cependant il est développé sur la côte occidentale du Groenland, dans le détroit d'Hudson et au Sud-Est de l'île Cumberland, autour de l'île Southampton et dans le canal de Fox, au Sud du détroit de Barrow et de la péninsule de Bathurst. Dans l'Océan Glacial le sable prend aussi de l'importance ; ainsi, il borde toute la côte entre le cap Bathurst et le détroit de Behring ; il couvre des surfaces assez étendues autour du delta de la rivière Mackenzie et vers le cap Lisburn, dans la Géorgie de l'Ouest. Des îlots de sable se montrent encore vers le large et jusqu'au milieu de la vase ; l'un d'eux notamment s'observe sur le prolongement du cap Lisburn.

C'est la vase qui paraît constituer essentiellement le fond des mers arctiques. On la trouve non-seulement dans leurs régions profondes, mais même près de leurs rivages. Dans l'Océan Glacial Arctique, il y en a relativement plus que dans les autres Océans ; en outre, elle remonte fort près du rivage, dans les baies profondes de l'Est, particulièrement dans les baies Franklin et du Dauphin. Elle est surtout très-développée dans la mer de Baffin et dans la mer d'Hudson ; de plus, elle domine jusque dans les nombreux détroits qui entrecoupent les terres arctiques.

J'appellerai spécialement l'attention sur la grande étendue que la vase occupe dans le fond des mers arctiques. Ce résultat est d'autant plus remarquable que le dépôt du sable semblerait au contraire devoir y être favorisé par de nombreux détroits et par une faible profondeur.

Si l'on recherche quelles sont les causes qui peuvent concourir à la formation de la vase dans les mers arctiques, on en trouve plu-

sieurs. D'abord les terrains paléozoïques y sont très-développés et, comme ils sont en grande partie composés de schistes, leur destruction produit nécessairement beaucoup de vase. D'un autre côté, d'immenses glaciers, se continuant jusqu'à la mer, recouvrent les terres arctiques qu'ils dégradent et réduisent, par le frottement, à l'état de boue. Or, dans les Alpes, où les glaciers sont relativement microscopiques, on sait qu'ils contribuent d'une manière très-efficace à la formation des dépôts argileux des vallées. Il est donc facile de comprendre quelles énormes quantités de vase produisent sans cesse ces glaciers gigantesques des terres arctiques.

Le dépôt de la vase dans les mers arctiques est encore favorisé par différentes circonstances. D'abord une calotte de glace recouvre en partie l'Océan glacial et empêche l'agitation de ses eaux ; la glace emprisonne aussi les autres mers arctiques et même plus complètement et pendant presque toute l'année.

Remarquons en outre que les eaux chaudes de l'équateur remontent avec les Gulf-Streams les côtes orientales des continents et se dirigent vers le pôle d'où, après s'être refroidies, elles redescendent de nouveau le long des côtes occidentales. C'est vers le pôle qu'elles perdent peu à peu de leur vitesse, qui devient même nulle, puis change de sens ; par conséquent, elles doivent nécessairement y déposer la vase qu'elles tiennent en suspension. Cette vase, transportée de l'équateur vers le pôle, s'accumule sans doute en quantité énorme ; car elle est formée des parcelles microscopiques qui sont assez légères pour continuer à flotter tant que les eaux sont animées de quelque vitesse et elle s'augmente d'ailleurs des apports recueillis successivement dans un immense trajet.

L'orographie des mers arctiques est d'ailleurs favorable à la précipitation de la vase ; on voit, en effet, qu'elles présentent une succession de mers intérieures qui sont emprisonnées, soit dans les terres, soit entre les glaces, et qui communiquent seulement par des détroits ; telles sont la mer de Baffin, la mer polaire, le golfe de Bothia, le bassin Melville et l'Océan arctique lui-même.

Plusieurs circonstances expliquent donc pourquoi la vase domine dans le fond des mers arctiques. Du reste, il en est vraisemblable

ment de même dans les mers antarctiques : car les glaciers du pôle antarctique engendrent sans cesse de la vase ; de plus les eaux de l'équateur, qui affluent vers ce pôle, où leur mouvement se ralentit et finit par s'arrêter, tendent nécessairement à y produire une accumulation permanente de la vase. Ajoutons enfin, qu'aux autres époques géologiques, la vase devait également s'accumuler vers les deux pôles et y former des roches argileuses.

OcéAN PACIFIQUE AMÉRICAIN.

AMÉRIQUE ANGLAISE. — ÉTATS-UNIS. — MEXIQUE.

Jusqu'à présent, on ne connaît que d'une manière bien imparfaite l'orographie et la géologie de la côte occidentale de l'Amérique du Nord, ainsi que la nature des dépôts marins dans l'Océan Pacifique ; quelques points seulement ont été étudiés, en sorte que les résultats obtenus peuvent se résumer en peu de mots.

Des roches bordent habituellement la côte qui est montagneuse et il en est de même pour les îles qui se trouvent dans son voisinage ; mais le plus souvent elles n'occupent que de très-petites surfaces.

Le gravier est rare sur la côte occidentale de l'Amérique, tandis que le sable y forme une bordure continue ; toutefois, cette bordure n'a qu'une faible largeur, parce que l'Océan Pacifique devient profond à une faible distance.

Dans la baie de San-Pedro (Californie), où le sable se retrouve assez loin du rivage, le fond de la mer est accidentellement relevé par le banc Cortez et par plusieurs îles.

La vase a généralement été observée dans les sondages faits au large, et en particulier elle occupe presque tout le golfe de Panama. D'un autre côté, elle se rencontre aussi à de petites profondeurs, particulièrement au voisinage de fonds d'argile. Ainsi, elle tapisse le chenal du détroit de Géorgie, à l'Est de l'île Vancouver qui se compose en partie de terrain houiller et contient par conséquent des schistes ; elle s'approche également très-près du rivage dans les baies de San-Francisco, de Monterey et de Santa-Cruz en Californie, à

l'embouchure de la rivière Balsas au Mexique et dans le golfe de Conchagua.

— Quelques dépôts coquilliers très-peu étendus se rencontrent dans l'Océan Pacifique américain et sont le plus généralement sur des fonds de sable. Il y en a notamment au voisinage d'Acapulco, près des îles Santa-Rosa et Santa-Marguerita et l'on en trouve même jusque vers le 61^e degré de latitude.

Toutefois, la rareté des dépôts coquilliers sur la côte occidentale de l'Amérique contraste avec leur abondance sur la côte orientale et mérite d'être signalée. Dans le Pacifique, aussi bien que dans les autres mers, il semble donc que des bords escarpés, en restreignant les terrasses sous-marines de sable, tendent, par cela même, à diminuer le développement des mollusques.

CINQUIÈME PARTIE

FRANCE AUX DIFFÉRENTES ÉPOQUES GÉOLOGIQUES

CHAPITRE XVII

Les études que nous avons faites sur la lithologie du fond des mers actuelles conduisent naturellement à comparer les dépôts formés dans différentes régions et appartenant à une même époque géologique, ceux que M. Constant-Prévoist nommait synchroniques. Prenant la France comme exemple, essayons donc de restaurer quelques-unes des mers qui l'ont successivement recouverte et d'esquisser les traits principaux de sa *paléo-géographie*. Nous chercherons ensuite à définir et à représenter les déformations qui ont été subies postérieurement par les dépôts des mers anciennes. Enfin, nous terminerons par quelques considérations générales sur les terrains stratifiés.

RESTAURATION DES MERS ANCIENNES DE LA FRANCE.

Les dépôts formés aux diverses époques géologiques devaient nécessairement présenter des différences analogues à celles qui ont été constatées à l'époque actuelle. D'abord, il y avait des dépôts lacustres et des dépôts marins; et comme ces derniers sont de beaucoup les plus importants, puisque la mer a toujours couvert la plus grande partie de la surface du globe, il convient de nous en occuper d'une manière spéciale. On sait d'ailleurs qu'ils se composent essentiellement de roches sédimentaires qui sont siliceuses, argileuses ou calcaires. L'état actuel de la science ne permet pas, il est vrai, d'indiquer toujours avec précision quelles sont les roches synchro-

niques appartenant à chaque terrain ; cependant, dans une même région, il est souvent possible de reconnaître si elles se trouvaient au bord de la mer ou par de grandes profondeurs ; si elles ont été sécrétées par des polypiers ou par des foraminifères ; si elles ont une origine chimique ou mécanique : il suffit pour cela d'étudier les caractères minéralogiques et surtout les caractères paléontologiques des terrains et de les comparer avec ceux des couches qui se déposent maintenant dans les mêmes conditions.

Pour la France, les éléments principaux de la restauration des mers anciennes se trouvent dans les nombreux mémoires géologiques qui décrivent les régions naturelles de notre pays, spécialement dans les ouvrages de M. Élie de Beaumont et d'Alcide d'Orbigny, dans l'Histoire des progrès de la Géologie, publiée par d'Archiac et dans plusieurs travaux de MM. A. Vezian, Ed. Hébert, Bayle, Leymerie, V. Raulin, Godwin-Austen. Pour les parties voisines de nos frontières, j'ai consulté aussi les cartes géologiques de l'Angleterre faites par le Geological Survey sous la direction de sir Roderick Murchison ; de la Belgique par Dumont ; de l'Allemagne, par de Dechen ; de la Suisse, par Studer, Escher de la Linth et Favre ; de l'Espagne, par E. de Verneuil et Collomb.

Difficultés que présente la restauration des mers anciennes.

Lorsqu'on cherche à restaurer les mers anciennes, on rencontre, toutefois, de bien grandes difficultés. Et, d'abord, en l'absence des fossiles, il n'est pas toujours possible de distinguer les formations marines de celles qui sont lacustres ou terrestres. Souvent aussi, les couches ne sont plus continues ; car sur certains points, elles ont été corrodées par l'action des eaux et par l'atmosphère ; il peut même arriver que ces couches se réduisent à des témoins épars dont le raccordement devient alors très-difficile ; c'est, en particulier, ce qui a lieu pour les lambeaux de terrain tertiaire qui sont disséminés sur le sol de la Bretagne.

D'un autre côté, les phénomènes éruptifs ainsi que les soulèvements de montagnes ont fréquemment disloqué les couches et ils les ont même détruites complètement. Ainsi, l'éruption des montagnes

granitiques a généralement fait disparaître les roches sédimentaires, qui, à l'origine, s'étaient déposées sur l'emplacement actuel de leurs sommets. Si l'on considère, par exemple, les Pyrénées, les mêmes couches se retrouvent bien sur chaque versant et jusqu'à une grande hauteur ; mais elles manquent au voisinage de la ligne de faite, notamment sur le versant français ; il est donc probable qu'elles existaient originairement et qu'elles ont disparu dans certaines parties de cette chaîne, lors de son soulèvement.

Lorsqu'au lieu d'une structure simple et linéaire, comme celle des Pyrénées, les montagnes présentent, comme les Alpes, des massifs ramifiés, occupant une grande surface, il devient encore beaucoup plus difficile de savoir si ces montagnes n'étaient pas déjà partiellement émergées bien avant l'époque pendant laquelle elles ont reçu leur relief principal. Il est même assez naturel de le croire quand on y trouve des lacunes dans la série des terrains.

Maintenant les phénomènes éruptifs, la formation des montagnes et les dislocations de l'écorce terrestre produisant ordinairement un métamorphisme dans les couches, les caractères minéralogiques de ces dernières sont complètement changés ; leur structure devient cristalline et leurs fossiles disparaissent ; en sorte que, dans le voisinage des roches granitiques et vers le centre des massifs montagneux, elles sont entièrement méconnaissables.

Dans un pays comme la France, qui est disloqué par de nombreux systèmes de montagnes, la restauration des mers anciennes donne surtout lieu à de grandes difficultés. En effet, les couches y ont été complètement détruites ou métamorphosées dans certaines parties ; en outre, indépendamment de ce qu'elles ont subi des ablations par l'action de l'atmosphère, elles ont été fortement ravagées par les courants diluviens qui étaient d'autant plus énergiques que le relief était lui-même plus accidenté.

Dans un pays de plaines, comme la Russie, cette restauration serait au contraire beaucoup plus simple ; car les couches sont rarement détruites par les dislocations ; elles ne sont pas non plus métamorphosées, et leurs caractères minéralogiques restent con-

stants sur de vastes étendues ; elles occupent encore la position qu'elles avaient au moment de leur dépôt ; elles offrent même des zones concentriques et continues qui marquent bien les rivages successifs des mers anciennes.

Ajoutons enfin que l'état actuel de la science ne permet pas toujours de connaître exactement quels sont les dépôts synchroniques, même pour la France. Par ces divers motifs, la restauration des mers anciennes présente des difficultés presque insurmontables, et dans ce qui va suivre, *une part très-large doit nécessairement être faite à l'hypothèse.*

Quoi qu'il en soit, nous allons passer rapidement en revue, les dépôts de la France qui appartiennent à une même époque géologique, et nous appellerons spécialement l'attention sur les différences qu'ils présentent dans leurs caractères minéralogiques, différences que nous chercherons à expliquer. Ces dépôts se sont d'ailleurs formés avec diverses matières rejetées ou vomies de l'intérieur du globe, mais surtout aux dépens des continents successivement émergés, dont la surface était rongée par les agents atmosphériques, tandis que leur base était détruite par les mers : par conséquent, il convient de les décrire en s'élevant dans la série géologique et en commençant par le terrain le plus ancien.

Silurien.

Comme le silurien de la France est extrêmement disloqué et métamorphosé, comme il est le plus souvent recouvert par des terrains postérieurs, l'on ne peut songer à suivre l'un de ses étages de manière à restaurer ses rivages, ainsi que la mer sous laquelle il s'est déposé. Nous avons donc cherché seulement à indiquer les parties qui ont conservé trace des sédiments opérés par les eaux pendant la longue durée que comprend l'ensemble du terrain silurien. (Pl. A, fig. 1.)

Si l'on examine d'abord quelle est la composition minéralogique du silurien, on trouve qu'en France, il est essentiellement constitué par des grès et par des schistes, tandis que le calcaire y est très-rare. En Angleterre et en Bohême, ce sont aussi les grès et les schis

tes qui dominent dans l'étage inférieur et moyen, mais le calcaire abonde dans l'étage supérieur. Voici, d'après P. Dalimier, l'ordre de succession des principales couches pour la Normandie et pour le plateau méridional de la Bretagne :

	NORMANDIE.	BRETAGNE.
<i>Silurien supérieur</i>	Schistes à <i>cardiola interrupta</i> de S ^t -Sauveur-le-Vicomte.	Schistes de S ^t -Jean-sur-Erve.
	Grès de May.	Grès de Gahard.
	Schistes à <i>graptolites colonus</i> de Mortain.	Schistes à <i>graptolites colonus</i> de Poligné.
<i>Silurien moyen</i> . . .	Grès sans fossiles.	
	Schistes à <i>calymène Tristani</i> (Mortain, Siouville, Falaise.)	Schistes à <i>calymène Tristani</i> et grès associés. (Souvent minéral de fer à la base.)
	Grès blancs à <i>Scolithus linearis</i> et à <i>lingules</i> .	
<i>Silurien inférieur</i>	Poudingue de Clécy. Schistes de Thorigny et Cou- tances.	Schistes rouges et poudin- gues feldspathiques. (Grauwake lie de vin, grès pourprés.)
<i>Cambrien</i>	Phyllades de Saint-Lô.	Phyllades vertes avec grès.
	Schistes métamorphiques et gneiss.	

Dans les Ardennes, dans la Montagne-Noire, dans les Pyrénées, le terrain silurien se compose essentiellement de quartzites et de grès, de phyllades, d'ardoises et de schistes qui sont plus ou moins métamorphosés, mais qui paraissent s'être formés à peu près dans les mêmes conditions que dans le Nord-Ouest de la France.

Les recherches de M. Élie de Beaumont ont appris qu'avant l'époque silurienne, la presqu'île de Bretagne avait été successivement disloquée par quatre systèmes de montagnes se croisant vers son milieu ; ce sont ceux de la Vendée, du Finistère, de Longmynd et du Morbihan. Ces systèmes, qui datent des premiers terrains sédimentaires, avaient en partie émergé le sol de la Bretagne, de la Vendée et du Cotentin, en sorte que dans le Nord-Ouest de la France, la mer silurienne baignait déjà un archipel formé d'îles granitiques.

Ensuite est venu le système du Westmoreland qui, relevant de nouveau la côte du Nord de la Bretagne, paraît marquer la fin du terrain silurien.

Comme le centre du Bocage normand n'a pas offert jusqu'à pré-

sent la faune seconde de M. Barrande, l'on est autorisé à admettre qu'il était émergé pendant le silurien moyen.

D'un autre côté, comme il existe seulement quelques lambeaux de silurien supérieur dans la Normandie et dans la Bretagne, le fond de la mer silurienne était sans doute émergé sur une étendue encore plus grande pendant le dépôt de cet étage.

Par cela même que le Nord-Ouest de la France sortait déjà de l'Océan, il est permis de croire que les poudingues des différents étages du silurien proviennent de dépôts marins qui étaient voisins des côtes existant à cette époque ; peut-être même appartiennent-ils au cordon littoral ? Il est naturel aussi de considérer les arkoses de la Pernelle et les poudingues feldspathiques de la Hague, comme les produits de la destruction de côtes granitiques ; nous voyons, en effet, des dépôts feldspathiques analogues se former actuellement dans les mêmes conditions autour de la Bretagne.

Bien que le sable puisse se déposer dans une mer balayée par un courant, le plus souvent il entoure les rivages océaniques ; en sorte que l'abondance des grès et leur grande étendue dans le silurien du Nord-Ouest de la France accusent aussi le voisinage de côtes qui étaient baignées par un océan.

La grande rareté du calcaire dans le silurien supérieur de Normandie et notamment dans le schiste à *cardiola interrupta* de Saint-Sauveur-le-Vicomte, milite encore en faveur d'un dépôt peu éloigné des côtes ; car une vase plus ou moins calcaire peut très-bien se former près du rivage, comme on l'observe maintenant sur le littoral de la France dans l'Océan ; mais un calcaire pur ou du moins contenant peu d'argile et de sable, indique surtout un dépôt de haute mer.

Enfin, la trituration et la décomposition des roches granitiques devaient produire de la vase ; comme, d'après son origine, cette vase renfermait des alcalis, lorsqu'elle fut soumise postérieurement à une forte pression, elle devint lithoïde et prit la structure schisteuse. La présence de schistes dans des couches qui se sont déposées autour d'un archipel granitique et ont ensuite été disloquées, s'explique donc tout naturellement. Ajoutons que le schiste peut auss

provenir de la vase qui aurait été rejetée de l'intérieur de la terre par des éruptions boueuses et lors des dislocations. Quelle que soit l'origine du schiste, qu'il provienne de la surface de la terre ou de son intérieur, il est certain qu'il atteint une très grande épaisseur et qu'il joue un rôle très-important, non-seulement dans le terrain silurien, mais encore dans l'ensemble des terrains paléozoïques.

Dévonien.

Le terrain dévonien s'observe dans plusieurs régions de la France, mais il n'y est généralement pas complet; de plus, ses caractères minéralogiques sont peu constants et diffèrent notablement de ceux des pays voisins. Ce résultat tient à ce que certaines parties du fond de la mer ont été émergées pendant la longue durée nécessaire à son dépôt; à ce que les conditions dans lesquelles il s'est formé n'étaient pas les mêmes; à ce qu'il a été fortement disloqué et à ce qu'il n'en reste souvent que des lambeaux altérés par le métamorphisme. Les fossiles sont donc alors le guide le plus sûr pour établir le synchronisme des couches et le tableau suivant en donne le résumé :

FRANCE	BELGIQUE	BORDS DU RHIN
Calcaires, psammites et argiles de Ferques.....	Psammite du Condros. Schistes de la Famenne. Schistes et calcaires de Frasne.	Schistes à spirifer Verneuilli. Marnes schisteuses à cypridines.
Bas-Boulonnais		
Calcaire de Givet et de Couvin.	Calcaire de Givet et de Couvin.	Calcaire de l'Éifel.
Schistes à spirifères..... Calcaire de Néhou Grès et schistes verdâtres.....	Poudingue de Burnot. Système Ahrien. Id. Coblentzien. Id. Gédinnien.	Grauwacke de Cobientz.
		Cotentin.

Si l'on considère comme type le terrain dévonien des bords du Rhin et de la Belgique, on le retrouve bien caractérisé et avec ses trois étages dans les Ardennes.

1° — L'étage dévonien inférieur est encore bien représenté à Néhou, dans le Cotentin, aux environs de Brest, dans le Finistère, dans

l'Ille-et-Vilaine, dans la Sarthe, dans la Mayenne. Il existe aussi dans les Vosges et récemment il a été signalé près de Chagey (Haute-Saône). Cet étage inférieur diffère minéralogiquement de celui de la Belgique en ce qu'il renferme, outre des schistes et des grès, des couches calcaires qui, à Néhou notamment, sont bien développées et très-riches en fossiles.

Sur la basse Loire, le terrain dévonien inférieur forme entre Doué et Nort une longue bande qui paraît correspondre à un golfe étroit. Au lieu d'être calcaire, il est composé de débris provenant des roches granitiques et de transition qui composaient la partie alors émergée de la Bretagne. Il est surmonté par un étage anthracifère présentant des alternances de grès divers et de schistes avec de l'anthracite. Pendant cette période, le golfe dévonien, qui se trouvait au Sud de la Bretagne, a vraisemblablement subi de nombreuses oscillations ; à différentes reprises, il a même dû s'élever en partie au-dessus du niveau de la mer, et se changer en tourbières marécageuses lors de la formation des couches d'anthracite. La *Pierre carrée* associée à ces couches est d'ailleurs un grès qui était originairement mélangé de débris fournis par la trituration de roches feldspathiques ; un métamorphisme postérieur à son dépôt y a développé les cristaux de feldspath anorthose qui la cimentent et lui a donné sa structure prismatique (1).

2° — L'étage dévonien moyen, en France, comme en Belgique et sur les bords du Rhin, se montre essentiellement calcaire. Dans les Ardennes, il est constitué surtout par le calcaire de Givet ; cependant il comprend aussi les schistes et calcaires de Couvin qui se rencontrent au-dessous et qui prennent plus de développement dans la Belgique. Ce 2° étage offre, du reste, les caractères d'un dépôt pélagique.

3° — L'étage dévonien supérieur se trouve dans le Bas-Boulonnais, où il a été signalé d'abord par Sir Roderick Murchison. Il se compose de schistes, d'argiles et aussi de calcaires contenant beaucoup de fossiles près de Ferques.

(1) *Annales des mines* 1853 ; tome III, page 747.

Dans les Pyrénées et dans la Montagne-Noire, le terrain dévonien présente également des calcaires à clyménies, exploités comme marbres à Campan et à Caunes ; on retrouve des calcaires semblables à Neffiez dans l'Hérault et, d'après M. de Verneuil, tous paraissent se rapporter au dévonien supérieur. En France, cet étage est donc plus riche en calcaire que dans la Belgique et dans l'Éifel.

— Les roches élastiques peuvent prendre beaucoup de développement dans le terrain dévonien. En effet, au-dessous des calcaires de Givet et de Couvin, l'on trouve le poudingue de Burnot et des poudingues synchroniques s'observent près de Coblenz ainsi que dans les Ardennes. De plus, le vieux grès rouge (*Old red Sandstone*), qui constitue le terrain dévonien du pays de Galles, ne mesure pas moins de 3000 mètres d'épaisseur. Ses fossiles sont essentiellement des poissons ainsi que des végétaux terrestres et souvent ses débris sont imparfaitement arrondis. C'est vraisemblablement un dépôt littoral qui provient d'une mer très-agitée et qui, suivant M. Ramsay, est même en partie d'origine soit lacustre, soit terrestre.

Parmi les systèmes de montagnes qui ont disloqué le terrain dévonien, mentionnons, du reste, celui du Hundsrück que M. Dewalque place seulement après le calcaire de Frasné, c'est-à-dire au-dessus de la base du dévonien supérieur.

Carbonifère.

Si l'on considère un terrain carbonifère type, comme celui de Newcastle, il se compose de trois étages : 1° le calcaire carbonifère, 2° le grès houiller, 3° le terrain houiller proprement dit. Or, les caractères présentés par chacun de ces trois étages montrent immédiatement qu'ils se sont formés dans des conditions très-différentes.

D'abord le calcaire carbonifère est visiblement marin ; lorsque les crinoïdes y sont très-abondants, il est même vraisemblable qu'il s'est déposé dans une mer profonde.

Le grès houiller s'est formé dans des eaux vives, de même que tous les grès ; il est accompagné non-seulement de poudingues, mais encore de conglomérats à blocs quelquefois gigantesques ; par

suite, à certains moments, les eaux qui le déposaient devaient avoir une grande puissance. De plus, il passe fréquemment à l'arkose, ce qui paraît alors indiquer la proximité d'une côte granitique ; c'est du moins dans ces conditions que nous voyons l'arkose se déposer à l'époque actuelle sur les côtes de France. Ajoutons encore, qu'à différents niveaux, le grès houiller renferme des végétaux fossiles qui accusent une terre peu éloignée. L'ensemble de ses caractères montre donc que c'est un dépôt voisin d'un rivage.

Quant au terrain houiller proprement dit, il présente des alternances répétées de houille et de schiste qui sont aussi séparées par du grès. Chacune de ses couches correspond à un régime différent : le grès résulte d'eaux vives ; le schiste d'eaux tranquilles ; la houille d'une accumulation lente de végétaux comme celle qui a lieu depuis l'époque actuelle dans nos tourbières. Les végétaux qui ont produit la houille sont terrestres ; d'un autre côté, on y trouve des insectes et des reptiles qui étaient terrestres ainsi que des bivalves (*anthracosia*) ressemblant aux unios qui vivent maintenant dans les eaux douces ; par conséquent, la houille est une formation lacustre.

Les changements minéralogiques et paléontologiques qui s'observent dans les trois étages du terrain carbonifère, semblent indiquer que le fond de la mer s'est exhaussé successivement pendant la durée de ce terrain. La haute mer dans laquelle s'est déposé le calcaire carbonifère a d'abord été remplacée par un rivage recouvert par des eaux peu profondes qui ont produit le grès houiller ; puis un nouvel exhaussement a émergé complètement le sol qui est cependant resté marécageux et s'est couvert d'une végétation très-vivace dont l'accumulation a donné naissance à la houille.

Telles sont les phases principales par lesquelles on pourrait expliquer la formation des trois étages du terrain carbonifère. En réalité, elles sont d'ailleurs extrêmement complexes ; car, dans les environs de Denain, des affaissements ont permis à la mer d'envahir de nouveau le sol sur lequel se formait la houille et d'y déposer de petits bancs de calcaire carbonifère. D'un autre côté, des grès sont intercalés dans l'étage houiller proprement dit. En outre, les couches

de combustible y sont nombreuses, et elles se rencontrent quelquefois dans le grès houiller, notamment dans celui du Roannais. Elles se montrent même dans le calcaire carbonifère ; c'est ce qu'on observe à Sablé, à Hardingham dans le Bas-Boulonnais et aussi en Belgique, près de Namur.

Comme chaque couche correspond pour le combustible à une émerision et à des eaux tranquilles, pour le grès au contraire à des eaux agitées et pour le calcaire à un retour de la mer profonde, il est visible que le sol a subi de nombreuses oscillations.

Si le terrain houiller proprement dit ou le 3^e étage du terrain carbonifère conserve des caractères minéralogiques assez constants, il n'en est pas de même pour les deux autres étages. Ces derniers présentent au contraire des différences tranchées, et le tableau suivant les met suffisamment en relief pour la France et pour les pays voisins :

NEWCASTLE.	BELGIQUE.	BAS-BOULONNAIS.	DÉPARTEMENT DE LA LOIRE.
3 ^o Coal-measures.	Terrain houiller proprement dit.	.	Terrain houiller proprement dit.
2 ^o Mill-stone grit.	Ampélite avec phtanite, quartz jaspé, quartzite et psamnite.	,	Terrain houiller inférieur ou grès à anthracite du Roannais.
1 ^o Mountain limestone.	Calcaire carbonifère avec couches de dolomie, de phtanite et veines d'anthracite à la partie supérieure.	Calcaire Napoléon Dépôt houiller Grès Calcaire de la Vallée Heureuse.	Groupe calcaréoschisteux. Groupe quartzoschisteux?

1^o — La mer dans laquelle s'est déposé l'étage carbonifère inférieur couvrait une partie des Iles Britanniques et formait des couches puissantes essentiellement calcaires.

Il en était de même en Belgique, où M. Ed. Dupont est parvenu à distinguer jusqu'à six étages dans le calcaire carbonifère.

Dans le Bas-Boulonnais, le calcaire carbonifère se montre bien caractérisé, et, comme celui de la Belgique, il est accompagné de

dolomie ainsi que de phthanite ; mais, entre ses bancs inférieurs représentés par le calcaire de la Vallée Heureuse et ses bancs supérieurs qui, sous le nom de calcaire Napoléon, sont exploités comme marbre, on trouve un grès et un dépôt houiller qui se compose lui-même d'alternances de grès, d'argiles schisteuses plus ou moins micacées et de houille (1). Si l'on admet, avec la plupart des géologues, que cette succession de couches soit exacte, le fond de la mer a dû changer de niveau à plusieurs reprises dans le Bas-Boulonnais pendant le dépôt du premier étage carbonifère ; plongé d'abord sous les eaux, il a été relevé de manière à se rapprocher du rivage, puis émergé et enfin recouvert de nouveau par la mer. L'intercalation de combustibles dans le calcaire carbonifère du Bas-Boulonnais fait voir d'ailleurs qu'il a dû se former à petite distance d'un rivage.

Le calcaire carbonifère se rencontre au sud de Coutances, particulièrement à Régneville et à Montmartin-sur-Mer ; ses lambeaux indiquent un ancien rivage, car ils bordent la côte occidentale du Cotentin qui était émergée dès cette époque.

A Sablé, dans la Sarthe, ainsi que dans la Mayenne, le calcaire carbonifère apparaît encore, mais il est loin d'avoir une épaisseur aussi grande qu'en Belgique ou en Angleterre ; de plus, il contient des couches d'anthracite qui sont exploitables : le fond de mer qui le recevait a donc été alternativement émergé, puis replongé sous les eaux, par suite d'oscillations subies par les côtes orientales de la Bretagne qui étaient alors baignées par la mer carbonifère.

Les différences que présente l'étage carbonifère inférieur sont encore bien plus grandes dans les Vosges et dans le Plateau central.

Ainsi, d'après les recherches de M. Grüner, dans le département de la Loire, il existe à la base du terrain carbonifère, un groupe quartzo-schisteux sur l'âge duquel il est assez difficile de se prononcer et qui pourrait être dévonien. Au-dessus, vient un deuxième groupe qui est calcaréo-schisteux, et appartient certainement à l'étage carbonifère inférieur ; car, à Régny et à Saint-Germain-Laval, il contient des fossiles qui sont caractéristiques de cet étage. Toute-

(1) Explication de la carte géologique de France : 1, 732.

fois, tandis que le calcaire carbonifère d'Irlande mesure plus de 2000 mètres d'épaisseur, celui du département de la Loire se réduit à quelques bancs séparés, ayant moins de 0^m,50, et son épaisseur totale ne dépasse pas 10 mètres. Des schistes, des grauwares, des poudingues composent dans le Roannais la plus grande partie de l'étage inférieur. Il est vraisemblable que, dans cette région, la mer du calcaire carbonifère formait un golfe qui pénétrait dans le Plateau central; par suite, ses dépôts provenaient surtout de la destruction des roches composant les parois de ce golfe; les schistes anciens qui revêtaient déjà ses flancs, devaient donner lieu à des dépôts de vase produisant de nouvelles couches de schistes. Ces dernières pouvaient résulter aussi de la destruction des feldspaths fournis par les roches granitiques. Quant aux couches de grauwares et de poudingues, elles renferment souvent des débris feldspathiques kaolinisés; elles proviennent également de la destruction des roches granitiques et des schistes cristallins du Plateau central.

Dans le Sud des Vosges, l'étage carbonifère inférieur existe également; mais, au lieu d'être calcaire, il présente des couches de grès et de schistes feldspathiques contenant des veines d'anthracite. Désignées d'une manière générale sous le nom de grauwares, ces roches ont été fortement métamorphosées; des cristaux de feldspath se sont même développés dans les grès qui ont pris l'aspect de porphyres: toutefois, M. Jourdan y a observé les fossiles caractéristiques du calcaire carbonifère et, par conséquent, on doit admettre que cette grauware des Vosges en est synchronique. Si elle en diffère autant, il faut l'attribuer à ce qu'elle représente un dépôt littoral, arénacé ou schisteux, qui s'est formé dans des baies existant sur les flancs des Vosges et avec leurs débris quartzeux ou feldspathiques.

2° — Le deuxième étage du terrain carbonifère présente des caractères minéralogiques plus constants que l'étage inférieur; cependant, il varie notablement avec les roches constituant les bassins hydrographiques dans lesquels il s'est déposé.

C'est habituellement un grès quartzeux qui provient de la destruction de diverses roches par des eaux agitées; mais, en Belgique, il

en est autrement et il contient beaucoup de schiste. Ainsi, dans le centre, il se compose de quartz jaspé avec un schiste carburé, l'amphibole et avec du psammite qui est un grès micacé et argileux. Dans l'ouest de la Belgique, on ne trouve guère que du phanite et c'est seulement vers la frontière de Prusse que l'étage reprend son caractère normal. Ce faciès argileux, qui lui est spécial, doit sans doute être attribué à ce qu'il s'est formé sur les flancs du plateau des Ardennes, dans lequel dominent les roches schisteuses.

Dans le Roannais, au contraire, le grès houiller devient éminemment feldspathique ; comme l'observe M. Grüner, il passe même à une sorte de tuf porphyrique. Cette particularité tient visiblement à ce qu'il s'est déposé dans un bassin composé de roches porphyriques et granitiques. Du reste, dans les Vosges, et surtout dans le Plateau central, le grès houiller se montre riche en débris de feldspath orthose provenant des granites auxquels il est superposé et souvent aussi il a été feldspathisé par métamorphisme.

3° — Quant au troisième étage carbonifère, qui correspond au terrain houiller proprement dit, ses caractères sont beaucoup plus constants. Quelle que soit la région dans laquelle il s'est formé, il offre des alternances de grès et plus spécialement de schistes dans lesquels sont intercalées les couches de houille.

Les tourbières de l'époque actuelle nous offrent d'ailleurs la même similitude dans leurs caractères minéralogiques. Quelquefois, dans une région crayeuse, comme la Picardie, on peut bien observer des veines blanches qui contiennent de la craie remaniée et alternent dans le terrain tourbeux ; mais, le plus souvent, les couches qui séparent la tourbe sont composées de sable, d'argile ; et, en définitive, dans une région calcaire, basaltique ou granitique, le terrain tourbeux conserve à peu près les mêmes caractères.

Pendant l'époque carbonifère, le sol émergé était envahi par une végétation luxuriante qui se développait surtout dans les lieux humides. Les couches de combustibles intercalées dans les trois étages carbonifères correspondent sans doute à d'anciens marécages. Ces derniers étaient le plus souvent littoraux et bordaient les ri-

vages maritimes de cette époque ; mais ils occupaient aussi le fond des vallées et des dépressions existant dans les bassins hydrographiques. Ainsi, dans le Nord de la France et en Belgique, ils étaient littoraux et ils ont donné un terrain houiller d'une grande étendue qui s'est déposé vers la limite des terrains paléozoïques et secondaires.

Au milieu du Plateau central, ils se trouvaient au contraire à l'intérieur des terres, et ils s'élevaient jusque dans les montagnes. Dans cette dernière région en particulier, leur étendue devient beaucoup moindre, et ils paraissent avoir été groupés dans le fond d'anciennes vallées qui présentaient une orientation N.-N.-E.

Par suite des oscillations de l'écorce terrestre, les marécages houillers étaient alternativement émergés ou immergés ; au voisinage de la mer, ils pouvaient même être successivement recouverts par des dépôts lacustres et par des dépôts marins.

L'épaisseur du terrain houiller est très-inégale, mais quelquefois elle devient très-grande pour une formation lacustre ; car elle atteint 1500 mètres dans le bassin de Saint-Étienne et dans celui de la Belgique, elle s'élève à 3000 mètres. En Angleterre elle est même encore plus grande.

Si la houille repose presque constamment sur du schiste, il faut d'ailleurs l'attribuer à ce qu'elle ne pouvait se former que dans des marécages, c'est-à-dire dans les bassins où le sol devenant argileux et imperméable, était spécialement propre à retenir les eaux et à conserver les débris végétaux. D'un autre côté, le schiste houiller ne contenant généralement pas de carbonate de chaux, les eaux qu'il supportait, étaient probablement chargées de gaz acide carbonique et d'acides organiques, comme celles de nos tourbières.

— M. Elie de Beaumont a montré que pendant le dépôt du terrain carbonifère, le sol de la France a subi de grands bouleversements : le système des Ballons a d'abord fortement disloqué le calcaire carbonifère ; puis est venu le système du Forez qui sépare le Mill-stone gris du terrain houiller et enfin celui du Nord de l'Angleterre, qui, mettant fin au dépôt du terrain houiller, marque l'origine du terrain permien.

Permien.

Le terrain permien de la France est pauvre en fossiles et d'un autre côté, par ses caractères minéralogiques, il diffère notablement de celui des contrées voisines ; par suite, le synchronisme de ses étages devient assez difficile à établir.

Il est très-développé dans les Vosges et on le retrouve aussi dans la montagne de la Serre, à Autun, à Lodève, dans l'Aveyron et dans le Sud-Ouest du Plateau central, ainsi qu'à la montagne de la Rhune, dans les Basses-Pyrénées (1). Son étude à l'Est de la France montre qu'il formait une ceinture autour des Vosges et des montagnes de la Forêt-Noire. Aux environs d'Aschaffenburg, ses caractères le rapprochent, du reste, complètement du terrain permien de la Thuringe, qui est habituellement pris pour type. D'après M. Élie de Beaumont, voici quel serait le synchronisme du permien dans les Vosges et dans la Thuringe :

VOSGES.	THURINGE.
Grès vosgien. Couches irrégulières de dolomie.	Stinkstein avec gypse et marnes supérieures. Zechstein ou calcaire magnésien. Schiste cuivreux.
Grès rouge.	Rothtodtliegende.

1° — En France comme en Allemagne, l'étage inférieur est un grès habituellement coloré en rouge par de l'oxyde de fer ; il alterne avec du porphyre, du spilite, de l'argilophyre, de l'argilolithe et avec des conglomérats ou des tufs contenant des fragments anguleux et non roulés ; il a surtout rempli des bassins ou des dépressions et son épaisseur est très-inégale. Les débris qu'on y trouve varient avec la région dans laquelle il s'est déposé. Dans la Thuringe, par exemple, il s'est essentiellement formé aux dépens des roches porphyriques et granitiques qui constituent les montagnes voisines. Il en est

(1) MM. Pidaucet, Coquand, Eugène Jacquot, Boisse, Magnan.

de même dans les Vosges, comme on peut facilement le constater sur les pentes du Donon, aux environs à Saint-Dié, à Giromagny et en Alsace.

Le porphyre et l'argilolithe ont fait éruption pendant le dépôt du grès rouge. A la cascade du Nydeck et à Lutzelhausen, ces roches éruptives ont même pris la structure prismatique.

Le grès rouge ne contient pas de fossiles marins, mais on y rencontre des plantes terrestres, particulièrement des troncs d'arbres silicifiés, comme dans le Val-d'Ajol; quelquefois même il renferme des couches de combustibles. Ajoutons que sur certains points, notamment en Angleterre, des amas de gypse y sont intercalés. Tous ces caractères montrent que le grès rouge est un dépôt littoral; la présence de combustibles et de gypse semblerait même indiquer que son origine est en partie lacustre et terrestres. Ses couches argileuses contenant des fragments anguleux de diverses roches peuvent résulter, soit d'éruptions boueuses, soit d'actions atmosphériques et diluviennes: elles sont analogues à l'argile rouge à silex qui recouvre les plateaux du bassin parisien. En tout cas, pendant l'époque permienne, les montagnes des Vosges étaient émergées et le grès rouge s'est formé sur leurs flancs et avec leurs débris. En même temps, il s'est produit des éruptions de porphyre et d'argilolithe, des tufs porphyriques ainsi que divers dépôts remaniés qui sont généralement ferrugineux.

2° — Le deuxième étage permien offre dans les Vosges des caractères bien différents de ceux qu'on lui connaît dans la région classique de la Thuringe. Un calcaire magnésien (Zechstein) souvent riche en mollusques marins le constitue essentiellement dans ce dernier pays; tandis que dans les Vosges, il y a seulement quelques couches de dolomie qui peuvent même se réduire à des rognons isolés.

Au-dessus, vient le grès vosgien qui est éminemment quartzeux et dont l'épaisseur varie depuis plusieurs mètres jusqu'à 400 mètres. Indépendamment du quartz hyalin blanc et d'un quartzite gris ou rougeâtre comme celui de Hundsrück, ce grès renferme quelquefois du quartz noir, provenant des roches paléozoïques qui garnissent les flancs des Vosges; mais le granite, le gneiss et les grains de felds-

path y sont rares (1). Ses noyaux sont ellipsoïdaux et bien arrondis comme dans les galets ; en outre, leur grosseur diminue à mesure qu'on s'éloigne des Vosges. Les fossiles y sont presque entièrement défaut et quelques empreintes végétales extrêmement rares y ont seules été rencontrées.

Le grès vosgien est donc un dépôt littoral qui s'est formé autour des Vosges alors baignées par une mer peu profonde et violemment agitée ; on en trouve la preuve dans l'existence de galets et de poudingues au voisinage des Vosges, dans la diminution progressive de son grain à mesure qu'on s'éloigne de ces montagnes, dans l'inégalité de son épaisseur, dans l'uniformité remarquable de ses caractères minéralogiques, et surtout dans la prédominance du quartz. Ce dernier minéral était seul capable de résister à l'usure produite par le mouvement des vagues qui venaient battre les montagnes des Vosges à cette époque et c'est pourquoi il constitue presque entièrement la roche.

Dans le midi de la France, le grès vosgien se montre d'ailleurs avec des caractères qui sont presque les mêmes, dans le département du Var et aussi dans les Basses-Pyrénées, notamment à la montagne de la Rhune.

Le Zechstein peut être considéré comme synchronique du grès vosgien : on sait, en effet, que ses principales couches sont calcaires et franchement marines ; de plus, elles contiennent beaucoup de spirifères, de productus, de gorgones, qui sont des invertébrés dont les analogues vivent actuellement à de grandes profondeurs ; en sorte que le Zechstein correspondrait au dépôt pélagique de la mer permienne. En France, il serait d'ailleurs représenté dans la montagne de la Serre, près d'Alboiy dans l'Aveyron, et probablement aussi à Autun par les calcaires supérieurs aux schistes bitumineux.

A la fin de la période permienne, il est possible que le fond de la mer ait été émergé dans la Thuringe, puisqu'on voit le zechstein se terminer par des couches de gypse et que ces dernières ont le plus souvent une origine lacustre.

(1) Explication de la carte géologique de France ; I, 375.

— Ce n'est pas seulement autour des Vosges que le terrain permien est essentiellement formé de grès et de conglomérats ; il offre encore des caractères analogues dans certaines parties de l'Angleterre, notamment dans le Shropshire, le Staffordshire, le Cumberland ; en Écosse, le calcaire y manque même entièrement et il se réduit à une masse uniforme de grès (1). Cette grande abondance des grès indique des eaux qui étaient très-agitées surtout au voisinage des terres émergées. Quant à l'absence du calcaire, elle peut tenir à ce qu'il était détruit par le mouvement des vagues ou plutôt à ce que les eaux rendues ferrugineuses et acides par de fréquentes éruptions étaient peu propres au développement des mollusques.

— M. Élie de Beaumont a signalé deux systèmes de montagnes importants qui ont disloqué le terrain permien. Le premier, celui du Hainaut, a plissé d'une manière très-remarquable le terrain houiller de la Belgique, tandis qu'il n'a pas affecté le grès vosgien auquel il est par conséquent antérieur. Suivant M. Dewalque, il serait même immédiatement postérieur au terrain houiller. Le deuxième, celui du Rhin, paraît au contraire avoir mis fin au dépôt du grès vosgien qu'il a émergé en partie ; en outre, il a séparé les Vosges de la Forêt-Noire en donnant naissance à la vallée du Rhin.

Trias.

A l'époque du trias, la France se trouvait déjà émergée sur une surface très-étendue ; elle présentait un vaste archipel au milieu duquel s'élevaient le Plateau central, la Bretagne, les Vosges, les Ardennes ainsi que les Corbières avec une partie des Pyrénées et des Alpes. Le Morvan et les montagnes des Maures étaient des îles. De grandes terres étaient formées par les Vosges réunies aux Ardennes et par le Plateau central qui communiquait vraisemblablement avec la Bretagne (2).

Les dépôts du trias offrent des caractères exceptionnels, car ils sont

(1) Geinitz : Revue de géologie de 1861 ; tome I, 194.

(2) De Longuemar : Recherches géologiques et agronomiques dans le département de la Vienne.

en partie littoraux ou terrestres ; aussi présentent-ils de grandes variations dans des pays peu éloignés. Pour s'en convaincre, il suffit de comparer les coupes suivantes qui indiquent la composition et l'épaisseur du trias en France, en Allemagne et en Angleterre :

	HAUTE SAÔNE	MONDORFF près THIONVILLE.	SOUABE (d'Alberti.) (1)	CENTRE ET OUEST DE L'ANGLETERRE. (Geological Survey)
Marnes irisées.	80 ^m	206 ^m	Keuper su- périeur (Bonebed) Keuper moyen. Keuper infé- rieur (Lettenkohle).	280 ^m } Marnes grises ou rouges avec grès. } 152 ^m à 457 ^m Waterstones..... } 15 ^m Grès avec argiles } à schisteuses et } 90 ^m brèche calcaire.. }
Muschel- kalk.	15 ^m	142 ^m	Calcaire de Frédéricks- hall.. 90 ^m . Groupe de l'Anhydrite avec gypse et sel. 110 ^m . Wellen- kalk.. 60 ^m .	260 ^m } Le Muschelkalk manque.
Grès bigarré.	15 ^m	311 ^m	Grès bigarré	432 ^m } Grès bigarré supé- rieur } 0 ^m à 122 ^m Poudingues..... } 0 ^m à 152 ^m Grès bigarré infé- rieur } 0 ^m à 152 ^m
Grès vosgien.	15 ^m		Grès vosgien	

1° — Considérons d'abord l'étage inférieur ou le grès bigarré. C'est un sable quartzeux, mélangé d'argilite et de paillettes de mica et plus ou moins coloré par de l'oxyde de fer. Les fossiles marins y sont rares et ne se montrent guère que vers la fin de l'étage ; leur absence tient peut-être à ce que les eaux dans lesquelles se déposait le grès bigarré étaient originairement ferrugineuses et métallifères, par suite

(1) Les épaisseurs données pour la Souabe sont des maxima.

peu propres à la vie animale. Les débris végétaux y sont fréquents et appartiennent surtout à des plantes terrestres ; par conséquent, il est visible que le grès bigarré s'est déposé autour de rivages recouverts par la végétation. La mer qui baignait ces rivages était généralement peu profonde ; c'est en particulier ce qui avait lieu au Sud-Ouest des Vosges où de nombreux écueils granitiques surgissent encore au milieu du grès bigarré, notamment près de Plombières, de Mouthureux et de Bussières. Cette mer devait aussi être fortement agitée et soumise aux marées ; car bien que les terres émergées fussent en grande partie feldspathiques, le grès et les poudingues qui lui sont quelquefois associés, sont presque exclusivement formés de quartz hyalin. Le quartz était le seul minéral qui fut assez dur pour résister à l'agitation des flots. Le mica qui l'accompagnait s'est hydraté et a été partiellement décomposé par la trituration, bien qu'il soit de sa nature très-inaltérable ; les paillettes qui en restent sont très-fines, de couleur blanche ou verdâtre. Quant au feldspath, sa destruction a généralement été complète et il s'est réduit à l'état argileux.

Quoique le grès bigarré conserve des caractères remarquablement constants sur de grandes étendues, il offre des variations qui sont généralement en rapport avec les rivages voisins. En effet, à l'Est du Cotentin, il est représenté par un grès argileux avec marnes et par des poudingues quartzeux, probablement parce qu'il résulte de la trituration des schistes paléozoïques contenant des filons de quartz auxquels il est adossé. L'abondance de l'argile dans ce grès peut encore être attribuée à ce qu'il s'est déposé dans une baie tranquille ou même dans des étangs littoraux.

A Malmédy, le grès bigarré est représenté par un poudingue formé de quartzites, de grès micacé et de calcaires qui, d'après M. Dewalque, proviennent visiblement de l'Ardenne et de l'Eifel. Au Nord du Plateau central, et surtout à l'Est du Morvan, dans le département de Saône-et-Loire, il passe à l'arkose, parce qu'il est formé des débris de roches feldspathiques. Il en est de même autour des montagnes granitiques des Maures et dans le voisinage des porphyres de l'Esterel.

Accidentellement, le grès bigarré peut être cimenté par du calcaire ou même par de la dolomie, comme on l'observe aux environs de Saint-Avoid. Quelquefois aussi, notamment dans le Cotentin et à Prat-Beaucous, des couches de calcaire y sont intercalées (1).

En outre, il contient du gypse dans l'Aveyron et même du sel gemme qu'on y trouve soit en Allemagne, soit aux environs de Belfast, en Irlande. Cette dernière particularité semble indiquer que quelques-unes de ses couches peuvent avoir une origine lacustre.

Le grès bigarré acquiert surtout une grande épaisseur dans les golfes qui sont profondément échancrés et bordés par des montagnes. C'est particulièrement ce que l'on observe dans les golfes de Trèves et de Deux-Ponts qui s'étendaient entre les Ardennes, le Hundsrück et les Vosges. Il en est de même pour le grès bigarré du département de Saône-et-Loire qui s'est déposé entre les montagnes du Charollais et du Morvan.

Sous le rapport de l'uniformité et de l'étendue, le grès bigarré peut se comparer aux vastes dépôts de sable qui se forment maintenant dans la mer du Nord, dans la Manche et sur nos côtes occidentales dans l'Océan.

2° — Le Muschelkalk qui recouvre le grès bigarré est un dépôt calcaire très-riche en fossiles marins et offrant des caractères minéralogiques bien constants.

Lorsqu'il contient beaucoup de gastéropodes, il s'est visiblement formé au voisinage des côtes, tandis que les brachiopodes accusent de grandes profondeurs et la haute mer.

La succession du Muschelkalk au grès bigarré marque un changement complet dans les caractères minéralogiques des dépôts formés par la mer triasique. Mais la modification éprouvée par la faune est au contraire très-faible, puisque dans les Vosges, les fossiles du grès bigarré se retrouvent pour la plupart dans le Muschelkalk. Ce dernier pourrait même être considéré comme un dépôt de haute mer qui aurait recouvert le dépôt littoral représenté par le grès bigarré. La superposition du Muschelkalk au grès bigarré s'expliquerait alors par un en-

(1) Explication de la carte géologique de France, I, 487.

foncement du rivage donnant à la mer une profondeur plus grande. En Angleterre où le Muschelkalk fait défaut, cet enfoncement n'aurait pas eu lieu ; il aurait même été remplacé par une émergence du grès bigarré.

Du reste, la différence entre les caractères minéralogiques du Muschelkalk et du grès bigarré, peut encore être attribuée à quelque changement dans la composition de l'eau de la mer du trias qui serait devenue plus riche en carbonate de chaux pendant le Muschelkalk.

3° — Les marnes irisées qui constituent le troisième étage du trias paraissent avoir une origine en grande partie lacustre. Le plus souvent, elles sont dépourvues de fossiles marins, tandis qu'on y trouve des reptiles, des batraciens et beaucoup de végétaux terrestres. De plus, elles contiennent des couches de combustibles exploitables qui se sont visiblement formées dans des marécages analogues aux tourbières. En outre, elles renferment de nombreuses lentilles de gypse et de sel gemme qui sont généralement peu étendues et semblent alors indiquer des lacs salés plutôt qu'un dépôt marin.

D'un autre côté, Sir Charles Lyell a comparé les marnes irisées aux dépôts actuels du Runn de Kutch, près du delta de l'Indus ; toute cette région est couverte par la mer pendant une partie de l'année, tandis qu'elle est émergée pendant l'autre partie, ce qui donne lieu à une évaporation de l'eau salée et à la production de couches de sel.

Comme le gypse et le sel gemme s'observent, non-seulement dans les marnes irisées, mais encore dans le Muschelkalk et même dans le grès bigarré, il semble que pendant la longue période nécessaire au dépôt du trias, chacun de ces trois étages ait pu être émergé dans des pays différents. Tous trois l'auraient été dans le trias de la rive droite du Rhin qui devait, par conséquent, se former à petite distance d'un rivage. Ajoutons que le sel gemme se trouvant à la partie supérieure du grès bigarré de l'Irlande, paraît indiquer vers la fin de cet étage une émergence qui expliquerait l'absence du Muschelkalk en Angleterre.

— Le gypse et le sel gemme appartenant à divers terrains, il convient de rechercher d'une manière générale quelle est leur origine ?

Or, elle peut être assez variée. Remarquons d'abord qu'ils sont habituellement associés à de la dolomie et à de l'anhydrite ; accidentellement, ils renferment aussi de la strontiane sulfatée, de la baryte sulfatée, de la magnésie sulfatée, de la boracite, divers sels de potasse et de magnésie ; et comme plusieurs de ces substances sont caractéristiques des filons, ils doivent provenir le plus souvent de l'intérieur de la terre.

Des sources thermales ou bien encore des éruptions ont vraisemblablement rejeté le gypse et le sel gemme, soit dans des lacs, soit même dans la mer. Maintenant lorsque les eaux chaudes et saturées sous pression dans lesquelles ils étaient dissous ont rencontré les eaux très-froides et presque tranquilles qui occupent le fond des Océans, l'on conçoit qu'ils aient pu cristalliser et se déposer en couches. Du reste, dans quelques gisements, ils atteignent une épaisseur si grande qu'il semble bien difficile d'admettre leur formation dans des lacs. De plus, l'on est certain qu'ils peuvent aussi se déposer dans la mer, puisque des foraminifères et des fossiles marins s'observent jusque dans le sel gemme de Wieliczka.

L'étude des terrains et l'examen comparatif des phénomènes actuels montrent donc que le gypse et le sel gemme doivent surtout être attribués à des lacs d'eaux minérales qui se trouvaient sur le sol émergé. Mais, dans d'autres circonstances, ils paraissent provenir d'une évaporation qui aurait eu lieu dans un bassin séparé de l'Océan, ou plutôt dans des lagunes envahies périodiquement par l'eau de la mer. Enfin, ils peuvent encore se déposer dans le fond des Océans.

Lias.

Malgré les ablations et les dénudations considérables subies par les terrains qui se sont déposés sur le territoire de la France, les limites de la mer du lias semblent pouvoir se repérer d'une manière approximative, bien qu'on ne retrouve aucune trace de son cordon littoral.

Le Plateau central formait alors une île, au Nord de laquelle se trouvaient deux grandes terres.

L'une, au Nord-Est, comprenait les Ardennes réunies aux Vosges ;

elle était séparée du Morvan par un détroit sur l'emplacement duquel se trouve maintenant la ville de Dijon.

L'autre terre qui s'étendait au Nord-Ouest du Plateau central, comprenait la Bretagne et se prolongeait jusqu'en Angleterre ; elle était séparée du Limousin par le détroit de Poitiers engendré par un affaissement postérieur au trias.

Aux montagnes des Maures, correspondait encore une île.

En outre, la mer liasique couvrait en partie l'emplacement des Alpes et des Pyrénées.

Une période nouvelle avait d'ailleurs été inaugurée par le soulèvement du Morvan et du Thuringerwald qui mettait fin aux dépôts triasiques. (Pl. A, fig. 3.)

Le lias est l'une des formations qui présente en France la plus grande constance dans ses caractères minéralogiques et paléontologiques ; cependant d'une région à une autre, l'on y observe des différences assez marquées, comme le montre la comparaison de quelques coupes (1).

(1) Jules Marçou, Piette, Dewalque.

ÉTAGES	ARDENNES.	MOSELLE.		FRANCHE- CONTÉ.	BOURGOGNE (Blaizy.)
3.	Marnes de Flize . . . 90 ^m Marnes à posidonies . . . 2 ^m	Marne de Jouy 3 ^m		Marne d'Aresche. 8 ^m Marnes de Pin perdu 15 ^m Schistes bitumineux de Boll . . . 2 ^m	Argile.. 1 ^m ,5 Marnes sableuses 36 ^m Calcaire avec nucléoles et trochus . . 2 ^m Schistes bitumineux et calcaire argileux avec belemnites. 22 ^m
		Oolite ferrugineuse de Mont St-Martin . . . 20 ^m			
		Grès jaune de St-Michel. 60 ^m			
		Calcaire gréseux de Chaudebourg. 3 ^m			
2.	Calcaire ferrugineux de Margut.. 48 ^m Marnes à ovoïdes. 70 ^m Calcaire sableux.. 100 ^m	Marnes et grès de Guénétrange. 60 ^m		Marnes de Cernans. . 6 ^m Marnes souabienes. . . 13 ^m	Calcaire noduleux ferrugineux avec marnes schisteuses. . . 24 ^m Marnes.. 70 ^m
		Marnes avec nodules de Gorcy. 5 ^m			
		Marnes bitumineuses à posidonies 7 ^m			
1.	Grès de Rimogne. . 20 ^m Calcaire hydraulique de Warcq . 50 ^m Grès et poudingue d'Aiglemont. . . 10 ^m	LUXEMBOURG. METZ.		Marnes et calcaires marneux . . 10 ^m ,5 Calcaire de Blégnay 4 ^m ,5 Calcaire un peu sableux . . . 1 ^m ,5	Calcaire à belemnites et calcaire à gryphées arquées . 8 ^m Grès, calcaire à ciment de Pouilly et grès inférieur du lias . . . 12 ^m
		Calcaire à gryphées de Strassen. . . 2 ^m	Calcaire à gryphées arquées. . 50 ^m		
		Grès de Luxembourg. . 100 ^m			
		Marne, calcaire et poudingue d'Helsingen. . 5 ^m ,5	Marne, grès et poudingue de Saint-Julien. . . 3 ^m		

Si l'on considère spécialement le lias inférieur, on trouve que dans la Vendée et autour du Plateau central, il est caractérisé par de l'arkose ou par un grès quartzeux. Rien n'est plus naturel ; car ce grès doit visiblement contenir les débris des rivages granitiques sur lesquels il s'est déposé. Aussi, à mesure qu'on s'éloigne de ces rivages, voit-on le feldspath diminuer successivement et même finir par disparaître.

Dans les Ardennes, qui sont composées de roches schisteuses et quartzieuses appartenant au terrain de transition, le grès du lias inférieur devient essentiellement quartzeux. C'est surtout dans les environs de Luxembourg que ce grès prend un développement exceptionnel ; et cette particularité du lias inférieur tient visiblement à ce qu'il s'est formé dans un golfe qui était bordé par une zone de sable appartenant à l'étage du grès bigarré.

En général, le long des anciens rivages baignés par la mer liasique, le lias inférieur est en partie composé de grès ; toutefois ses caractères minéralogiques changent notablement à une petite distance des côtes. A Metz, par exemple, il est essentiellement représenté par un calcaire argileux. Dans le détroit qui séparait les Vosges du Plateau central, à Besançon, il consiste également en un calcaire plus ou moins argileux. Il en est de même dans la Jura, notamment à Salins, à Poligny, à Lons-le-Saulnier, partout où les dislocations ont produit des vallées profondes, permettant d'observer les dépôts du lias inférieur qui étaient éloignés des côtes.

Envisagé dans son ensemble, le lias présente du reste beaucoup d'inégalités dans son épaisseur ; cette dernière est plus grande dans l'Est que dans l'Ouest du bassin de Paris et elle devient particulièrement très-grande dans le golfe étroit et profond de Luxembourg. Quand un dépôt littoral résulte, comme dans ce dernier golfe, de l'apport des grains de sable ; quand en outre il n'est pas détruit et balayé successivement par la mer, l'on conçoit que, pendant le même temps, il puisse s'accroître plus rapidement qu'un dépôt géologique composé de parcelles microscopiques.

L'un des principaux caractères minéralogiques du lias, est de renfermer beaucoup de marne, et par conséquent d'argile ; on peut en

conclure qu'il s'est déposé à l'état de vase argileuse, et il est facile d'en indiquer les causes.

En effet, si l'on prend pour base ce qui se passe à l'époque actuelle, il y a peu de vase sur les côtes de l'Océan ; mais on en rencontre, lorsque le fond de la mer présente des roches argileuses ou schisteuses qui donnent de l'argile par leur décomposition. Dans la Méditerranée, la vase est au contraire le dépôt le plus habituel ; on la trouve par les grandes profondeurs et même tout près du rivage.

Or, à l'époque du lias, une mer intérieure remplissait le bassin de Paris ; et, comme elle était protégée du côté de l'Ouest contre les agitations des marées, la vase pouvait s'y déposer facilement. D'un autre côté, il importe d'observer que les côtes bordant la mer du lias, étaient en partie formées par le terrain des marnes irisées ; par suite les cours d'eau qui coulaient sur ces marnes devaient nécessairement entraîner beaucoup de vase. En outre, les côtes sous-marines en donnaient également par leur destruction. On comprend donc que de la vase se soit déposée, non-seulement dans la mer intérieure de l'époque du lias à laquelle appartenait le bassin de Paris, mais encore à l'Ouest sur les côtes océaniques de la Vendée et du Plateau central.

Elle était particulièrement abondante dans l'Est et autour de la presqu'île des Vosges, ainsi qu'au Nord, au Sud et au Sud-Ouest du Plateau central ; car les marnes irisées se montrent sur de grandes surfaces dans ces diverses parties de la France.

En résumé, la mer du lias est, de toutes les mers anciennes, celle dont les rivages paraissent le mieux conservés sur le sol de la France. Elle a donné des dépôts qui sont généralement riches en vase, bien que leurs caractères minéralogiques se montrent encore assez variables et qu'ils dépendent plus ou moins des côtes voisines. Comme les gryphées peuplaient les bords de cette mer et vivaient sous une faible profondeur d'eau, la grande épaisseur du lias dans le bassin de Paris, semble accuser un enfoncement progressif de son fond, enfoncement qui devait surtout être prononcé vers l'Est (1).

(1) Explication de la carte géologique de France : II, 609.

Jurassique

Pendant la période jurassique proprement dite, la répartition des terres et des mers sur l'espace actuellement occupé par la France, est restée à peu près la même qu'à l'époque du lias. Trois bassins pouvaient y être distingués : 1° Bassin parisien s'étendant vers le Nord-Ouest, bordé par le Cotentin, le Merlerault, la Bretagne, le Nord du Plateau central, les Vosges et les Ardennes ; 2° Bassin pyrénéen s'étendant vers le Sud-Ouest, bordé par la Vendée et par l'Ouest du Plateau central ; 3° Bassin méditerranéen s'étendant vers le Sud, bordé par l'Est du Plateau central et par le Sud des Vosges. Les montagnes des Maures formaient encore une île.

La carte géologique de France fait bien voir ces trois bassins de la mer jurassique ; elle montre de plus que le lias et les dépôts jurassiques affleurent suivant des zones concentriques à peu près parallèles.

Cette disposition, qui s'observe dans les trois bassins, est surtout bien marquée dans celui de Paris. Elle pourrait être attribuée à des ablations produites par les eaux et par l'atmosphère : car, ces ablations ont eu lieu sur une très-grande échelle ; elles devaient surtout être considérables et énergiques au pied des massifs montagneux et plus particulièrement dans les détroits, comme ceux de Poitiers et de Dijon. Il est peu probable cependant qu'elles aient eu lieu sur des épaisseurs et des étendues aussi énormes que celles qui correspondent aux zones concentriques des trois grands bassins jurassiques.

On retrouve d'ailleurs, sur divers points, des dépôts sableux et des traces d'anciens rivages. De plus, les contours des bassins ont nécessairement éprouvé des variations pendant la longue durée nécessaire au dépôt des terrains jurassiques. Malgré quelques empiétements partiels, la mer s'est retirée successivement, laissant des zones à sec, le long de ses rivages. Son retrait pouvait avoir pour cause une diminution lente dans le volume des eaux recouvrant

la surface du globe ; il pouvait aussi résulter d'un soulèvement général des côtes ou bien de dislocations intermittentes.

Le détroit de Poitiers paraît avoir été complètement émergé à la fin de l'oolite inférieure ; tandis que celui de Dijon l'aurait été seulement pendant l'oolite supérieure ; l'étude de l'oxfordien et du corallien, dans son voisinage indique, en effet, qu'il existait encore pendant le dépôt de l'oolite moyenne (1).

En tout cas, vers la fin de l'oolite supérieure, le Plateau central se réunissait par deux isthmes avec la Bretagne et avec les Vosges, en sorte que les trois bassins parisien, pyrénéen, méditerranéen, étaient dès lors entièrement séparés.

Voici quelles sont les couches jurassiques qu'on peut regarder comme synchroniques dans le Jura, dans la Haute-Saône et dans la Meuse :

(1) J. Martin, *Bulletin de la Société géologique*, 1867.

JURA (Marçou).	HAUTE-SAONE (Thirria).	MEUSE (Piette et Buvignier).
Calcaire de Salins. 35 ^m	Calcaires compactes avec nérinées 3 ^m ,44	Calcaire compacte de Brillon et de Ligny 135 ^m
Marnes de Salins. . 3 ^m ,5	Calcair ^{es} marno-compactes 10 ^m	Calcaires blancs et argiles blanches d'Auberville. . . 60 ^m
3 ^e Calcaires du Banné. 40 ^m	Calcaires compactes avec trichites 11 ^m ,15	Argile à gryphées virgules de Loxé- ville. 80 ^m
Marnes du Banné. . 5 ^m	Marnes grisâtres à gry- phées virgules avec bancs minces de cal- caire marneux. . . . } 16 ^m	
83 ^m ,5	40 ^m ,59	275 ^m
Calcaire de Besan- çon 30 ^m	Calcaire marneux grisâtre 7 ^m	Calcaire à astartes de Verdun 130 ^m
Marnes de Besan- çon 5 ^m	Calcaire à astartes 8 ^m ,90	
Calcaire à nérinées } 7 ^m ,5	Calcaire marno-compacte à nérinées 14 ^m	
Oolite corallienne. } 7 ^m ,5	Oolite corallienne. 17 ^m	
Calcaire corallien } 2 ^e	Calcaire compacte 4 ^m	
Couches à coraux } 25 ^m	Calcaires compactes et su- boolitiques avec fossiles siliceux. 19 ^m	Coralrag de St-Mihiel 130 ^m
Argile à chailles. } 25 ^m	Argile jaune siliceuse avec chailles géodiques. . . . 6 ^m	
Couches d'Argovie } 30 ^m	Calcaire compacte gris- bleuâtre avec lits d'argile 4 ^m	Oolite ferrugineuse de Commercy. . . 18 ^m
Marnes oxfordien- nes 15 ^m	Argile jaune avec chailles 8 ^m	Calcaire argilo-sa- bleux d'Eix . . . 80 ^m
Minerai de fer de Clucy 4 ^m ,5	Marnes oxfordiennes . . 26 ^m ,50	Marnes bleues de Romagne. 150 ^m
117 ^m 0	Marnes avec minerai de fer 2 ^m ,60	Marnes de Stenay avec fer hydraté. . 22 ^m
	117 ^m ,00	530 ^m
Calcaire de Palente 6 ^m	Calcaire à oolites ovi- formes 32 ^m ,1	Calcaire marneux d'Etain. 15 ^m
Calcaire de la cita- delle de Besan- çon. 20 ^m	Calcaire grisâtre, oolithi- que, avec taches bleuâ- tres et calcaire compacte 30 ^m	Marnes grises de Rouvres 60 ^m
Calcaire de la porte de Taragnoz. . . 10 ^m	Calcaires compactes ou oolithiques 22 ^m ,1	
Marnes de Plasne. 3 ^m	Marnes jaunâtres schis- teuses avec plaquettes de calcaire marno-com- pactes (Fullerscarth) . 2 ^m	Marnes et calcaires de Montmédy. . . 80 ^m
1 ^e Calcaires blanchâ- tres et couches à coraux du fort Saint-André. . . 10 ^m	Calcaire oolitique grisâtre 6 ^m	Calcaire à polypiers de Thonelle. . . . 4 ^m
Calcaires de la Roche-Pourrie 18 ^m	Couches à coraux 15 ^m ,6	
Fer de la Roche- Pourrie 10 ^m	Calcaires compactes et cal- caire à entroques. . . . 18 ^m	
77 ^m	Calcaire suboolitique rou- geâtre 3 ^m	
	Minerai de fer oolitique . 0 ^m ,7	
	Calcaire suboolitique gri- sâtre 4 ^m	Calcaires jaunes ter- reux du Frenois . . 6 ^m
	133 ^m ,5	165 ^m

Si l'on compare spécialement les couches calcaires du terrain jurassique, on trouve que le département de la Haute-Saône ne présente pas de différences essentielles avec le Jura ; cependant, on peut observer que les calcaires du 3^e étage, particulièrement ceux de Salins, du Banné, de Besançon, atteignent dans le Jura une épaisseur beaucoup plus grande. L'augmentation dans l'épaisseur des couches est encore bien plus marquée dans la Meuse ; elle s'étend non-seulement au 3^e étage jurassique, mais encore aux calcaires astartiens et coralliens, aux marnes et aux calcaires oxfordiens, ainsi qu'à toute la partie de l'étage inférieur qui se trouve au-dessus de la terre à foulon.

Quant aux couches argileuses, elles sont beaucoup plus développées que dans la Haute-Saône. Dans le Jura, elles s'amincissent encore davantage et dans les Alpes elles finissent presque par disparaître. En Angleterre, commel'a fait remarquer Sir Charles Lyell, les couches argileuses atteignent au contraire le double des couches calcaires. Or, si les couches argileuses se montrent très-épaisses dans la Meuse et en Angleterre, il faut vraisemblablement l'attribuer à ce qu'elles se sont déposées dans des golfes qui étaient bordés, sur une grande largeur, par les marnes irisées. Les différences qui viennent d'être signalées dans les caractères minéralogiques des couches jurassiques tiennent donc aux bassins hydrographiques dans lesquels elles se sont formées.

Maintenant, la distance plus ou moins grande des côtes, exerce aussi beaucoup d'influence ; car l'épaisseur considérable que présentent les couches calcaires et argileuses du terrain jurassique de la Meuse, provient sans doute de ce qu'elles se sont accumulées à l'état de sédiments fins dans des eaux profondes et peu agitées, tandis qu'il n'en était pas de même dans la Haute-Saône, où la mer était voisine des côtes. Des sondages faits sur différents points, notamment à Bourges, à Rochefort, ont surtout bien démontré que les calcaires et les marnes jurassiques qui proviennent soit de dépôts chimiques, soit de sédiments vaseux, augmentent beaucoup d'épaisseur loin des bords des bassins.

Quoique le terrain jurassique puisse être considéré comme l'un de

ceux dont les caractères minéralogiques restent les plus constants sur une grande étendue, il se modifie beaucoup près des anciens rivages.

Ainsi, l'oolite inférieure devient très-sableuse aux environs d'Alençon, sur le rivage Ouest du bassin parisien. L'étage de la terre à foulon (*Fullersearth*) est calcaire dans la campagne de Caen, où il fournit même des pierres de taille renommées, tandis qu'il est argileux à Port-en-Bessin, qui se trouve cependant à une petite distance. Ce dernier résultat tient, d'ailleurs, à ce que le rivage bordant Port-en-Bessin, vers le Sud, était essentiellement argileux, parce qu'il était formé par le lias et par les marnes irisées. De même, les fossiles apprennent que dans l'étage callovien de d'Orbigny, l'argile noire de Dives est contemporaine du calcaire blanc et crayeux de Dun-le-Roi près du Plateau central. D'un autre côté, l'oolite corallienne passe à l'état de sable ou de grès à Glos, près de Lisieux. L'étage kimméridgien de Saint-Jean-d'Angély commence par des grès. Enfin, dans le Bas-Boulonnais qui est voisin du rivage bordant l'axe émergé de l'Artois, l'étage corallien et, en général, les couches essentiellement calcaires s'amincissent beaucoup ; tandis que des sables et des grès représentent l'étage portlandien.

Le terrain jurassique se distingue surtout par l'abondance exceptionnelle et par la structure oolithique de son calcaire. Il a sans doute été déposé dans une mer relativement riche en carbonate de chaux et dans laquelle les oolithes se formaient à la manière des dragées de Tivoli, comme cela s'observe encore maintenant dans la mer des Antilles.

L'extension du calcaire oolithique jusque sur des rivages peu inclinés, au pied même de montagnes essentiellement quartzieuses ou granitiques, comme les Vosges, la Bretagne, le Plateau central, semble d'ailleurs indiquer que la mer jurassique de France était faiblement agitée par les marées.

Crétacé.

La fin de l'époque jurassique paraît marquée par une grande convulsion qui, sans changer beaucoup l'orographie générale de notre

pays, en a modelé plus fortement le relief ; c'est le soulèvement de la Côte-d'Or. Ce soulèvement orienté suivant la direction E 40° N, a sans doute coïncidé avec celui du mont Pilas en Forez, et avec la formation de la chaîne des Cévennes, ainsi que le relèvement définitif des plateaux du Larzac. Il tendait visiblement à augmenter la barrière qui existait déjà entre le bassin parisien et le bassin méditerranéen et il l'a rendue encore plus infranchissable.

Pendant le dépôt du terrain crétacé, la France est d'ailleurs baignée par des mers offrant à peu près la même configuration qu'à l'époque jurassique. Au Nord s'étend toujours le bassin parisien, tandis qu'une autre mer, analogue sans doute à la Méditerranée couvre encore le Sud-Est et le Sud-Ouest. Toutefois, le sol émergé présente maintenant une surface plus grande et les mers crétacées se sont retirées partout, laissant à découvert les dépôts jurassiques qui forment une ceinture bordant leurs rivages. Les détroits de Poitiers et de Dijon, qui existaient à l'époque du lias, se trouvent alors complètement à sec. Ils sont remplacés par des isthmes qui élèvent entre les mers baignant le Nord et le Sud de la France, des barrières dont la largeur va successivement en augmentant. Dès l'époque crétacée, le Plateau central est définitivement réuni, d'une part à la Bretagne, d'autre part aux Vosges et aux Ardennes.

Le Boulonnais forme une île dans le bassin parisien. L'île des Maures se montre toujours dans le bassin méditerranéen et sa surface s'est même augmentée.

A l'origine de l'époque crétacée, le sol émergé présentait en outre plusieurs lacs qui ont produit le terrain wéaldien ; ils existaient non-seulement dans le Sussex, en Angleterre, mais en France, notamment dans le Boulonnais, dans le Gard et dans le Jura.

Les lacs du Jura s'étendaient depuis Gray jusqu'à Belley ; comme ils étaient encaissés dans un bassin jurassique, l'on conçoit que leurs dépôts devaient être essentiellement formés de calcaire ou de marnes. Le gypse, qu'on y observe dans le Jura, venait sans doute de sources minérales. La surface occupée par ces lacs ou marais était d'ailleurs assez grande, relativement au sol émergé, ce qui paraît indiquer un climat humide.

A l'époque crétacée, les mers baignant le Nord et le Midi de la France ne communiquaient pas directement ; elles remplissaient trois golfes distincts et profondément découpés, qui correspondaient au bassin parisien et à deux autres bassins s'étendant l'un dans le Sud-Ouest, vers les Pyrénées, l'autre dans le Sud-Est, vers la Méditerranée ; on conçoit donc que leurs dépôts devaient présenter de grandes différences dans leurs caractères minéralogiques ou paléontologiques et c'est, en effet, ce que montre l'étude du terrain crétacé.

Si l'on considère d'abord le bassin parisien, il est très-étendu et se subdivise lui-même en deux bassins secondaires, qu'il convient de désigner par les fleuves qui y coulent actuellement ; l'un au Nord-Est correspond à la Seine, l'autre au Sud-Ouest correspond à la Loire. Ces deux bassins secondaires ont reçu des dépôts dont les caractères minéralogiques varient notablement ; de plus, la mer crétacée y a subi divers déplacements, empiétant tantôt vers l'un, tantôt vers l'autre.

Pendant l'étage néocomien, elle occupait un golfe beaucoup moindre qu'à l'époque jurassique ; vers l'Est, elle s'étendait jusqu'à Vassy et à Auxerre, mais vers l'Ouest elle n'atteignait pas le département du Cher, en sorte qu'elle se tenait à une grande distance des côtes de la Vendée et de la Bretagne.

Le gault, qui succède au néocomien, gagne en étendue vers le Nord-Est et, par suite, se rapproche des Ardennes.

La craie tuffau se retire un peu à l'Est du bassin de la Seine, tandis qu'elle empiète beaucoup vers l'Ouest, dans celui de la Loire, recouvrant la Touraine et baignant le pied des collines anciennes de la Bretagne.

Enfin, les eaux dans lesquelles s'est formée la craie blanche, ont éprouvé un mouvement général de retraite dans le bassin parisien ; elles se sont éloignées de l'Ouest, ou leurs assises inférieures se retrouvent cependant jusqu'au delà de Blois et de Vendôme ; mais elles se sont étendues vers le Nord et du côté de la Belgique.

Les mers crétacées du bassin parisien ont déposé des couches qui sont très-riches en carbonate de chaux ; il faut l'attribuer à la composition et à la température de leurs eaux qui fournissaient abondam-

ment aux mollusques la substance minérale nécessaire à la sécrétion de leur têt. A cette époque, en effet, le bassin parisien formait un golfe profondément échancré, qui était bordé par un rivage de calcaire jurassique ; en sorte que l'érosion produite sur ces parois par la mer et par les fleuves, devait nécessairement y introduire beaucoup de carbonate de chaux. Cette circonstance était donc favorable au développement des mollusques. La richesse de la craie blanche en foraminifères, paraît en outre indiquer, pendant son dépôt, une température et des conditions analogues à celles du Gulf-Stream ; car, c'est sur le trajet de ce courant chaud que se développent surtout les foraminifères de l'époque actuelle.

La distance à laquelle les rives du golfe crétaé parisien se trouvaient de la Bretagne, du Plateau central et des Vosges, explique suffisamment l'absence de couches à débris feldspathiques. L'argile qui constitue une partie du gault et du néocomien (argile ostréenne et à plicatules), peut provenir des parois du bassin parisien ou bien même de l'intérieur de la terre et avoir une origine geysérienne. Quant à la glauconie, elle a été répartie d'une manière assez inégale dans le bassin ; bien qu'elle abonde dans les étages inférieurs du crétaé, elle s'observe aussi dans des couches qui, d'après leurs fossiles, appartiennent aux étages supérieurs. On la trouve à la base de la craie de Maestricht, qui est elle-même postérieure à la craie blanche ; elle a d'ailleurs continué à se former dans le bassin parisien pendant l'époque tertiaire et elle remplit même les têts de foraminifères appartenant à l'époque actuelle.

Comme d'habitude, les cailloux et les sables se montrent plus spécialement vers les rivages. Ainsi, le tourtia est un conglomérat composé de cailloux qui sont réunis par un ciment argileux et calcaire ; il est recouvert par la craie blanche et, d'après sa faune, il appartient au crétaé moyen. Le tourtia s'observant près de Lille, de Tournay, d'Arras, doit sans doute ses caractères spéciaux à ce qu'il s'est déposé le long d'un rivage escarpé qui cotoyait à l'Est la ligne de faite présentée par l'axe de l'Artois.

Sur le bord Ouest du bassin parisien, l'on trouve encore des sables et des grès grossiers qui sont même très-développés aux envi-

rons du Mans; on doit admettre qu'ils sont synchroniques de la craie glauconieuse de Rouen, puisqu'ils contiennent les mêmes fossiles.

A Aix-la-Chapelle, près du rivage Nord de l'Ardenne, d'épaisses couches de sables renferment des fougères et des plantes terrestres qui paraissent se rapporter au crétacé supérieur; elles sont le prélude de celles qui se déposent à l'époque actuelle sur les rivages de la mer du Nord. Et, d'ailleurs plus loin vers l'Est, en Saxe et en Bohême, le terrain crétacé supérieur est également formé en grande partie par des grès quartzeux (*Quadersandstein*).

Si nous considérons la mer crétacée qui baigne le Sud de la France, elle occupe deux bassins qui correspondent à ceux du Rhône et de la Garonne. Dans le Sud-Est, elle a déposé des couches dont les caractères minéralogiques et paléontologiques concordent assez bien avec ceux du bassin parisien et qui représentent toute la série crétacée, depuis le néocomien jusqu'à la craie blanche avec *belemnitelles*.

Dans le Sud-Ouest, l'étage crétacé inférieur se retrouve dans toute la région des Pyrénées et dans la partie méridionale du bassin; mais dans la Saintonge et dans le Périgord, c'est-à-dire dans sa partie septentrionale, on n'a que l'étage crétacé supérieur qui correspond à la craie tuffau et à la craie blanche. Les couches de cet étage sont essentiellement calcaires; toutefois, dans le Sud-Ouest, aussi bien que dans le Sud-Est de la France, elles ne passent que rarement à l'état de craie proprement dite. L'extrême abondance des rudistes est le principal caractère paléontologique des bassins du Sud-Est et du Sud-Ouest; cependant, les recherches faites dans ces derniers temps, ont montré que les rudistes ne manquent pas complètement dans le bassin parisien: ils s'observent, en effet, dans les sables cénomaniens; de plus, ils ont été rencontrés dans l'Aube, à Villedieu et jusqu'à Maestricht.

Les rudistes sont remarquables par l'épaisseur et par les dimensions de leurs têts calcaires, qui se sont accumulés en bancs très-puissants; on conçoit donc que les eaux dans lesquelles ils se développaient en si grande abondance, devaient être exceptionnellement riches en carbonate de chaux. Il est probable aussi que ces eaux étaient chaudes,

car les rudistes disparaissent presque entièrement dans le bassin parisien et dans les bassins crétacés qui sont plus au Nord.

— Observons enfin que des lacs assez nombreux existaient alors sur le sol de la France, comme l'attestent les couches lacustres, particulièrement les gypses et les lignites, qui sont intercalés à différents niveaux dans le terrain crétacé. Suivant M. Matheron, il conviendrait même de rapporter à ce dernier terrain certains lignites, tels que ceux de Fuveau qui, jusqu'à présent, avaient été considérés comme tertiaires.

Terrains tertiaires.

Considérons maintenant les terrains tertiaires. Ces terrains n'offrent plus, comme les précédents, et en particulier comme le jurassique, des couches puissantes conservant des caractères minéralogiques et paléontologiques à peu près constants sur toute l'étendue de la France. Ils se subdivisent en un très-grand nombre de couches qui sont relativement peu épaisses, mais cependant bien distinctes. En outre, les terrains tertiaires actuellement émergés sur le sol de la France, se sont surtout formés le long des rivages ou bien au fond de golfes profondément découpés ; en sorte que leurs caractères minéralogiques et paléontologiques varient beaucoup lorsqu'on passe d'un bassin à un autre.

Les dépôts lacustres y sont très-nombreux et ils acquièrent une grande importance par leur épaisseur, par leur étendue, comme par les mammifères qu'ils renferment : or, ils ont souvent été remplis par des matières minérales rejetées de l'intérieur de la terre ; de plus, leurs caractères minéralogiques dépendent toujours plus ou moins des bassins hydrographiques auxquels ils appartiennent ; par suite, ils doivent varier à très-petite distance. Sur le sol de la France, les terrains tertiaires ne peuvent donc présenter la même uniformité que les terrains plus anciens ; c'est d'ailleurs ce que nous allons montrer pour leurs trois étages, éocène, miocène, pliocène, en cherchant autant que possible à rendre compte des différences

qui s'observent entre les dépôts synchroniques. Parmi les divers travaux consultés pour cette partie de nos recherches et pour l'exécution des cartes tertiaires, nous mentionnerons ceux de MM. Deshayes, Prestwich, C. Mayer, R. Tournouër, de Lapparent, Dewalque, O. Heer, de Saporta.

Éocène.

Pendant l'époque éocène, les terres offrent une surface bien plus grande que pendant l'époque crétacée (Pl. A, fig. 4).

Dans le Nord de la France, la mer occupe seulement le Nord-Est du bassin de Paris et communique avec le bassin de Bruxelles, qui couvre presque toutes les plaines de la Belgique. Sur les côtes d'Angleterre, elle remplit aussi deux bassins, qui sont réunis entre eux et qui prolongent les deux précédents vers l'Ouest : ce sont, le bassin du Hampshire opposé à celui de Paris, le bassin de Londres opposé à celui de Bruxelles.

Dans l'Ouest de la France, la mer empiète très-légèrement sur le Cotentin ; mais, elle pénètre plus profondément dans trois golfes qui existaient alors aux embouchures de la Loire, de la Garonne et surtout de l'Adour.

Au Sud de la France, s'étend un bassin méditerranéen dont les divers dépôts, actuellement émergés, indiquent des golfes étroits dans le Languedoc, ainsi que dans la Suisse, dans la Savoie et dans la région des Alpes Occidentales.

D'un autre côté, un grand nombre de lacs et d'étangs littoraux sont disséminés sur toute la surface de la France. Au bord des mers éocènes, il y en a d'abord dans les environs de Paris et dans la Champagne, à l'Est du bassin parisien ; il y en a particulièrement dans le bassin de la Garonne, dans l'Albigeois, dans le Languedoc et dans la basse Provence. A l'intérieur des terres, des lacs ou des marécages éocènes ont été reconnus dans le Maine, dans la Touraine, dans la Beauce, à Argenton dans l'Indre, à Bouxwiller en Alsace, au Sud de Mulhouse, dans le Sundgau, entre Gray et Vesoul dans la Haute-

Saône. Il y en avait encore dans la Bresse et au Puy-en-Velay, probablement aussi dans la Limagne, dans le Forez, près de Roanne et de Montbrison, c'est-à-dire au fond des bassins hydrographiques actuels qui existaient dès cette époque dans le Plateau central. Tous ces lacs sont échelonnés à des niveaux très-différents ; tantôt ils se trouvent dans les vallées et particulièrement près des embouchures des fleuves et au bord de la mer ; tantôt ils remplissent des dépressions sur les plateaux et dans la région montagneuse. Ils paraissent avoir déversé leurs eaux dans des fleuves opérant le drainage des bassins hydrographiques dans lesquels coulent maintenant la Loire, la Sarthe, la Garonne, le Tarn, le Rhône, la Seine, la Marne et le Rhin.

Pendant la longue durée de l'époque éocène, les limites des mers ont subi, à plusieurs reprises, de bien grandes modifications et, sur un même point, l'on constate de nombreuses alternances entre les dépôts marins et lacustres. Toutefois sur notre carte de l'éocène, les dépôts lacustres sont figurés seulement dans les endroits où ils ne sont pas recouverts par les dépôts marins.

— Considérons plus spécialement le bassin de Paris.

Il communique avec celui de Bruxelles, mais il en est en partie séparé par l'axe de l'Artois, qui est encore émergé et qui, se continuant du Boulonnais dans le Weald, réunit l'Angleterre au continent. Tandis que le bassin de Paris s'étend au Sud-Est de la Manche, le bassin de Bruxelles est un golfe de la mer du Nord qui s'avance alors jusque vers les Ardennes ; aussi les dépôts éocènes de ces deux bassins ont-ils des caractères assez différents. D'abord, sur les flancs anticlinaux de l'axe de l'Artois, ils plongent vers le Sud dans le premier bassin et vers le Nord dans le second. Dans le bassin de Bruxelles, ils se distinguent d'ailleurs par l'abondance des sables, ce qui nous montre que la mer du Nord de l'époque éocène déposait beaucoup de sables, comme l'avait fait déjà celle de l'époque crétacée.

Cependant le bassin de Paris présente également des couches marines qui sont essentiellement formées de sables ; elles constituent, en effet, les sables inférieurs ou du Soissonnais et les sables

moyens ou de Beauchamp. Entre ces sables vient s'intercaler le calcaire grossier qui offre des caractères minéralogiques tout différents, bien qu'ayant avec eux des fossiles communs. Du reste, il offre lui-même des variations très-notables dans les limites du bassin de Paris ; vers le Sud, par exemple, il passe à des calcaires blancs, friables et marneux. On sait de plus que dans le bassin de Londres, il est remplacé par les sables de Bagshot et que l'éocène y est presque entièrement formé par des argiles et par des sables.

Maintenant, dans le bassin de Paris, l'éocène se distingue par de nombreuses intercalations de dépôts qui ont été engendrés par des eaux douces ou saumâtres. Les substances minérales qui les composent ont été enlevées aux bassins hydrographiques dans lesquels ils se sont formés ; mais une partie provient aussi de l'intérieur de la terre d'où elle a été amenée par des sources minérales et par des phénomènes geysériens.

Parmi ces derniers dépôts, on peut mentionner le gypse, les calcaires magnésiens, l'argile plastique, les glaises vertes, les argiles à meulière, les minerais de fer et même les calcaires lacustres de Rilly, de Saint-Ouen et de la Brie.

Le gypse présente des lentilles discontinues, orientées parallèlement à la direction Nord-Ouest ; il se retrouve à différents niveaux dans le terrain éocène et il doit sans doute être attribué à des eaux minérales ou bien à des émanations sulfureuses. La magnésie, qui lui est associée à l'état de calcaire magnésien, d'argile magnésienne et d'écume de mer, vient également de l'intérieur de la terre ; car elle n'aurait pu être fournie par les petits bassins dans lesquels s'est déposé le gypse. Les glaises vertes, qui sont entièrement dépourvues de fossiles et qui renferment des rognons de strontiane sulfatée, ont de même une origine geysérienne.

L'argile plastique offre cette particularité très-remarquable qu'elle ne renferme généralement pas de carbonate de chaux. On n'en trouve guère que dans les couches marneuses qui sont à sa base, exception qui se comprend facilement, puisque nous avons constaté que les sédiments déposés par les eaux dans un bassin calcaire contiennent toujours du carbonate de chaux. Si l'on observe de plus

que cette argile est très-pure, qu'elle est dépourvue de fossiles, qu'on y rencontre au contraire, comme dans les glaises vertes, de la strontiane sulfatée dont la présence accuse l'intervention d'eaux minérales, l'on sera naturellement conduit à penser qu'elle a également une origine geysérienne.

L'on conçoit d'ailleurs que ces substances minérales, rejetées de l'intérieur de la terre, étaient ensuite transportées et remaniées par les eaux douces ou salées ; elles se mélangeaient avec les débris de la surface et donnaient des dépôts mixtes. C'est notamment ce qui a eu lieu pour l'argile plastique, lorsqu'elle présente des fossiles ou des couches de lignites ; et le plus souvent aussi lorsqu'elle est accompagnée de sable, de gravier ou de galets. Ses couches de poulingues sont même formées de silex qui proviennent des falaises crayeuses bordant la mer éocène et qui ont été converties en galets par le mouvement prolongé de ses vagues.

Le gypse ne contenant généralement que des fossiles terrestres et d'eau douce, l'on doit admettre, qu'il s'est surtout formé dans des lacs et sur les parties émergées du golfe parisien : cependant, l'on y rencontre quelquefois des fossiles marins ; il y en a notamment dans les marnes qui lui sont associées, et l'on conçoit qu'alors il ait pu se déposer dans des étangs marins littoraux ou même dans la mer.

— Dans le bassin de la Garonne, l'éocène présente, comme dans le bassin parisien, de nombreuses alternances de couches marines et d'eau douce. Ces couches consistent en calcaires, alternant avec des sables et avec des grès. A la partie supérieure, on retrouve dans le Périgord un étage qui est formé par un calcaire lacustre avec meulrières.

Le bassin de l'Adour touche celui de la Garonne ; mais il en était déjà séparé à l'époque éocène, car ses couches sont exclusivement marines et offrent des caractères minéralogiques différents ; du reste, leur épaisseur dépasse 1000 mètres, bien qu'elles correspondent seulement à l'étage nummulitique.

— Dans le bassin Méditerranéen, l'éocène est caractérisé surtout par la présence de nummulites ; il atteint beaucoup de développement dans le Languedoc ainsi que dans le Sud-Est de la France, sur les

flancs des Alpes, dans la Savoie, dans le Dauphiné et dans la Suisse. A sa base on trouve, dans la Provence et dans le Languedoc, des argiles et des calcaires rouges, que M. Leymerie distingue comme formant un étage spécial, auquel il donne le nom de garumzien ; cet étage serait un représentant lacustre des dépôts nummulitiques.

L'éocène présente une épaisseur beaucoup plus grande dans le bassin Méditerranéen que dans le golfe peu profond et situé en pays de plaines auquel appartenait le bassin Parisien. Les couches lacustres y acquièrent aussi une puissance exceptionnelle, notamment dans le Dauphiné, et dans la Provence ; par exemple, dans les environs d'Aix en Provence, elles ne mesurent pas moins de 2000 mètres.

La grande épaisseur des couches lacustres et marines de l'éocène Méditerranéen doit sans doute être attribuée en partie à ce qu'elles se sont déposées au voisinage des Pyrénées et des Alpes qui, ébauchées dès cette époque, offraient déjà un pays montagneux. Cette circonstance explique aussi l'abondance des roches clastiques à gros éléments et particulièrement de poudingues, comme ceux de Palasou, d'Alet, du Tholonet, d'Ausseing, de Sabarat.

L'éocène du bassin Méditerranéen est essentiellement formé de couches calcaires. Ce caractère minéralogique le distingue de l'éocène du bassin parisien, dans lequel les sables ont, au contraire, beaucoup d'importance ; il semblerait indiquer que l'éocène Méditerranéen s'est déposé dans une mer profonde et presque sans marée, dont les parois et les falaises étaient en grande partie constituées par des calcaires jurassiques et crétacés ; nous avons constaté, en effet, qu'à l'époque actuelle les dépôts qui se produisent dans des conditions analogues sur les bords de la Méditerranée française sont très-riches en carbonate de chaux.

Voici d'ailleurs quels sont les dépôts synchroniques de l'éocène dans les bassins de Paris et de la Garonne, ainsi que dans le Languedoc.

PARIS.	GARONNE (Raulin)	LANGUEDOC (d'Archiac)
Argile à meulières et calcaire lacustre de Brie.	Calcaire lacustre du Périgord et de l'Albigeois.	Groupe lacustre moyen } Calcaires, poudingues et argiles rouges ; gypse.
Glaises vertes et gypse.	Molasse du Fronsadais, gypse ; sables du Périgord.	
Calcaire lacustre de Saint-Ouen.	Calcaire grossier de Blaye.	Groupe d'Alet ou sous-nummulitique } Supérieur Moyen Inférieur.
Grès et sables moyens.	Sables de Royan à <i>Ostrea cymbula</i> .	
Calcaire magnésien avec caillasses.	"	
Calcaire grossier.		
Argile plastique et sables inférieurs.		
Calcaire lacustre et sable de Rilly.		

L'étude paléontologique de la faune et de la flore tertiaire de la France, a permis de rapporter à l'époque éocène des couches d'eau douce, qui d'abord n'y avaient pas été classées. Si les mollusques terrestres et lacustres ne donnent pas toujours le moyen de repérer les couches d'eau douce avec une entière certitude, il convient d'accorder plus de confiance aux mammifères, surtout, lorsqu'en même temps, ils sont intercalés entre des couches marines, comme cela s'observe si souvent dans le bassin de Paris. En prenant pour base la détermination de ces fossiles, les paléontologistes et les géologues sont parvenus à reconstituer les lacs de l'époque éocène, même lorsqu'ils sont entièrement isolés et non compris entre des couches marines. Ainsi, au Puy-en-Velay, il existait un lac, dans le voisinage duquel vivaient des paléothériums et un grand nombre de mammifères appartenant à cette époque.

Les principaux, parmi ces lacs, ont été indiqués approximativement sur la carte de la France éocène, et il suffit d'y jeter un coup d'œil pour connaître leur répartition (Pl. A. fig. 4).

En dehors du Plateau central, les bassins hydrographiques de ces lacs sont essentiellement calcaires, puisqu'ils sont formés par des roches créacées ou jurassiques ; l'on conçoit donc que des couches calcaires devaient plus spécialement s'y déposer et, en effet, il est

facile de le constater dans le Nord aussi bien que dans le Midi de la France.

Les couches calcaires sont au contraire beaucoup moins abondantes dans les dépôts lacustres éocènes ou miocènes du Plateau central, comme ceux qui remplissent le fond des bassins de la Limagne, de Roanne, de Montbrison ; car alors le granite constitue leurs bassins hydrographiques.

Au lac du Puy-en-Velay le terrain éocène se compose d'arkoses, de marnes, de calcaires, d'argiles et de gypse. Les arkoses, se trouvent à la base et résultent de la destruction des roches granitiques du Velay. Quant au carbonate de chaux qui entre dans les calcaires et dans les marnes, il ne pouvait provenir de roches calcaires, puisqu'il n'y en a pas dans le bassin et, d'un autre côté, la décomposition des granites n'en donne que très-peu ; il a sans doute été fourni par des sources minérales comme celles qui coulent encore à St-Nectaire. C'est, du reste, à de pareilles sources que M. H. Lecoq attribue la formation des calcaires lacustres dans tout le Plateau central.

Observons en outre que le gypse ne saurait non plus provenir de la surface d'un bassin granitique ; par suite, dans le Velay, il doit nécessairement avoir une origine geysérienne. Son existence dans le terrain éocène des différentes parties de la France montre d'ailleurs qu'il résulte d'un phénomène très-général.

Enfin, l'on doit encore attribuer à des sources ferrugineuses la formation du terrain sidérolithique. Ce terrain, qui fournit un très-bon minéral de fer, remplit de petits bassins en France, en Lorraine et dans l'Ouest de la Suisse. Son origine geysérienne a été constatée de la manière la plus nette et les débris de paléothériums qu'il renferme montrent bien qu'il appartient à l'époque éocène.

Les lacs de l'époque éocène étaient nombreux et occupaient une vaste étendue sur le sol de la France ; de plus, si dans le Plateau central, leur fond était formé par des roches imperméables, comme les granites, partout ailleurs il consistait en roches calcaires qui sont le plus souvent perméables ; par conséquent, il faut admettre que la France avait, à cette époque, un climat très-humide.

Cependant, il devait l'être moins qu'on ne serait tenté de le croire, d'après la surface restaurée de ces lacs. Car la plupart d'entre eux, ont subi des modifications successives dans leurs contours ; ils en ont subi d'abord par suite des oscillations lentes du sol, surtout lorsqu'ils se trouvaient au bord de la mer ; il en ont également subi par le déplacement de leurs eaux, qui était produit peu à peu par leur remplissage et par l'élévation de leur fond ainsi que par l'empiètement des deltas formés par leurs affluents. Lors donc qu'on réunit dans un même lac des couches lacustres continues, on lui donne en réalité une surface qui peut être considérée comme maximum et qui est souvent beaucoup plus grande que celle qu'il présentait réellement.

— Le soulèvement des Pyrénées a occasionné une émergence subite du fond de la mer et, par suite, un déplacement brusque de ses eaux qui se sont retirées devant cette puissante chaîne de montagnes. Il a nécessairement été accompagné de dislocations violentes. Or, l'on sait que de simples tremblements de terre déterminent dans l'écorce terrestre des ondulations qui suffisent déjà pour donner lieu à des déjections boueuses à la surface du sol. Que l'on cherche à concevoir d'après cela quelles déjections gigantesques a dû produire la formation des Pyrénées ! Que l'on s'imagine ces couches, recouvertes par la mer et, par conséquent, fortement imbibées d'eau, se trouvant tout à coup émergées, comprimées, soumises à des refoulements et à des redressements atteignant plusieurs milliers de mètres. A ce moment des dépôts de roches élastiques eurent nécessairement lieu ; en même temps des éruptions geysériennes rejetant de l'eau, des argiles et probablement aussi du gypse, prirent naissance sur la plus vaste échelle dans la région des Pyrénées.

En outre, une grande recrudescence se manifesta vraisemblablement dans les sources minérales et dans l'activité geysérienne de toute la France ; il est même permis d'attribuer à un effet indirect des soulèvements des Pyrénées, de la Corse et de l'île de Wight, le développement exceptionnel que le gypse, le calcaire lacustre, l'argile verte et en un mot les dépôts geysériens prennent en France pendant la période éocène et surtout vers la fin de cette période.

Miocène.

Au-dessus de la formation d'eau douce de la Brie viennent dans le bassin parisien les sables de Fontainebleau. De même que les sables moyens ou de Beauchamp, ils sont essentiellement marins ; mais ils se sont déposés dans un golfe qui était encore plus réduit et dont les eaux s'étaient alors déplacées vers le Sud. D'après leur faune, plusieurs géologues, notamment Sir Charles Lyell, les ont considérés comme synchroniques de la partie supérieure des sables du Limbourg (Belgique) ; et, comme dans ce dernier pays l'on trouve un grand nombre de fossiles éocènes de l'Angleterre, ils ont encore rapporté les sables de Fontainebleau au terrain éocène. D'autres en font un terrain spécial, l'oligocène, qui prend surtout beaucoup de développement en Allemagne. Quoiqu'il en soit, les conditions dans lesquelles ces sables se sont accumulés dans le bassin parisien devaient être analogues à celles qui ont produit les sables moyens. Dans les environs de Fontainebleau, ils présentent des collines parallèles qui sont très-remarquables. Ces collines ressemblent d'ailleurs aux bancs de sable qui se forment maintenant dans le Pas-de-Calais et leur orientation indique la direction des courants marins miocènes.

Au Nord de la France, la mer miocène occupait le bassin des Pays-Bas, qui s'ouvrait directement dans la mer du Nord. Comme aux époques antérieures et aussi comme à l'époque actuelle, cette mer était peu profonde, soumise aux marées, et de grands fleuves venaient y déboucher, en sorte que ses dépôts se distinguent surtout par la prédominance du sable quartzeux.

Dans le Sud-Ouest de la France, les bassins de l'Adour et de la Garonne recevaient un calcaire à astéries qui, d'après sa faune, doit être considéré comme synchronique des sables de Fontainebleau (1).

Un exhaussement émergea postérieurement le fond des mers dans lesquelles se déposaient ces derniers sables ; puis des lacs prirent

(1) R. Tournouer.

naissance sur le sol encore agrandi de la France. Le plus vaste d'entre eux occupait toute l'étendue de la Beauce et se prolongeait même vers le Sud. Des lacs importants remplissaient, dans le Plateau central, les vallées déjà existantes de la Loire et de l'Allier. Il y en avait encore dans la Provence et dans le Languedoc, ainsi que vers les Pyrénées, dans le Lannemezan et dans une partie du bassin de l'Aquitaine. Lorsque ces lacs étaient encaissés dans des bassins calcaires, ils devaient, comme nous l'avons vu, recevoir des dépôts riches en carbonate de chaux ; c'est en particulier ce qui eut lieu pour le lac de Beauce, dont les parois étaient creusées dans le terrain crétacé. Dans le Plateau central, qui est granitique, les couches de calcaire siliceux proviennent au contraire de sources incrustantes, comme celles qui existent encore à Saint-Nectaire.

Dans la dernière période de l'époque miocène, l'orographie de la France se modifie complètement ; le sol s'affaisse vers l'Ouest, où des dépôts marins viennent recouvrir le calcaire de Beauce. Désignés sous le nom de faluns dans la Touraine, dans la Bretagne et vers l'embouchure de la Loire, ces dépôts présentent des accumulations de coquilles brisées qui sont accompagnées de sables et de marnes ; ils contiennent souvent des fragments de roches sous-jacentes, et ils se sont formés sous une faible profondeur d'eau ; les bois silicifiés ainsi que les nombreux ossements de vertébrés qu'ils renferment, indiquent même qu'ils étaient voisins d'une terre et de l'embouchure d'un grand fleuve.

Les faluns s'étendent d'ailleurs jusqu'à Rennes et jusqu'à Dinan, sur les collines de Bretagne ; par suite, cette partie de la France qui restait émergée depuis les terrains paléozoïques, éprouvait alors un affaissement qui permettait à la mer des faluns de l'envahir. Cette mer recouvrait de nouveau le détroit de Poitiers, et de plus, elle baignait le Sud-Ouest de la France.

Dans les bassins de la Garonne et de l'Adour, l'on trouve, en effet, des faluns qui, d'après leurs fossiles, sont synchroniques de ceux de la Touraine. On en trouve aussi dans les environs de Montpellier. Généralement riches en carbonate de chaux, ces divers dépôts passent fréquemment à des calcaires grossiers qui, près de Bordeaux et

de Montpellier, sont exploités pour les constructions. Dans le bassin de la Garonne, le poudingue éocène de Palassou, qui est à leur base, se compose de roches peu arrondies, surtout de calcaires nummulitiques et crétacés, qui ont été fournis par les Pyrénées ; il paraît avoir pris naissance pendant les convulsions qui ont accompagné le soulèvement de ces montagnes.

On conçoit, du reste, que les dépôts miocènes se formant dans des golfes à parois calcaires, comme ceux de Bordeaux et de Montpellier devaient, toutes choses égales, être riches en carbonate de chaux.

La mer miocène qui baignait le Midi de la France, remontait fort avant dans le Sud-Est, notamment dans l'Isère, dans l'Ain et dans la partie basse de la Suisse ; elle occupait depuis le commencement de cette époque, un détroit compris entre les Alpes et les montagnes du Jura. Elle atteignait aussi les environs d'Altkirch et de Haguenau, pénétrant même dans la vallée de l'Alsace, et remplissant un long détroit entre les Vosges et la forêt Noire. Ses dépôts se sont quelquefois accumulés sur une grande épaisseur et, formés aux dépens des falaises et des parois calcaires qui les avoisinent, ils consistent essentiellement en grès calcaire ou molasse.

D'un autre côté, le sol émergé recevait dans la Suisse et dans l'Aquitaine des dépôts lacustres avec lignites ; alors se déposaient aussi les marnes calcaires d'Oeningen, si riches en insectes et en plantes fossiles.

— La sédimentation fut interrompue dans la mer miocène par le soulèvement des Alpes occidentales, de M. Elie de Beaumont ; car il est facile de constater au Righi et sur les flancs des Alpes, que les couches de la molasse ont été redressées jusqu'à une grande hauteur. Cette élévation que subit alors le sol de notre pays, marque le commencement de l'époque pliocène.

Pliocène et Quaternaire.

Les contours de la France à l'époque pliocène se rapprochaient beaucoup de ce qu'ils sont maintenant. Dès lors, le Plateau central était complètement réuni aux quatre grands massifs montagneux entre

lesquels il s'élève, les Vosges, la Bretagne, les Pyrénées et les Alpes. La mer, quittant définitivement le Nord-Est et le Sud-Est de la France, s'était au contraire retirée vers les rivages actuels.

Toutefois, dans le Sud-Ouest, elle couvrait encore la surface des Landes ; baignant le pied des Pyrénées, elle formait un golfe qui occupait une partie des vallées de l'Adour et de la Garonne.

Sur les autres rivages, les empiétements de la mer étaient fort réduits. Ainsi, dans le Cotentin, elle pénétrait vers Périers et le Bosc d'Aubigny.

Dans la Méditerranée, elle s'avancait au delà de Perpignan ; elle occupait Montpellier ; elle remontait surtout dans la vallée du Rhône, couvrant l'espace comblé depuis par les alluvions de ce fleuve, et s'étendant au-delà de Beaucaire ; de plus, elle empiétait un peu sur le rivage, à Bandol, à Fréjus, à Biot et particulièrement vers l'embouchure du Var.

Près des limites de la France, la mer pliocène baignait le Suffolk et le Norfolk en Angleterre ; elle recouvrait Cassel, Anvers et une grande partie des Pays-Bas ; en même temps elle formait dans le Piémont les couches subapennines.

Comparons actuellement les caractères minéralogiques des dépôts pliocènes de la France ; ils varient assez dans des bassins différents, mais surtout quand on passe d'un étage à l'autre.

Dans les Landes, on trouve une marne bleue qui est riche en mollusques subapennins appartenant à l'étage tortonien de M. Ch. Mayer ; elle se voit à Saubriges, à Soustons, à Saint-Jean-de-Marsacq, entre Dax et Bayonne. Au-dessus, vient un 2^e étage, le sable quartzeux des Landes. Il n'a pas été recouvert par d'autres couches et il ne contient pas de fossiles, en sorte qu'il règne quelque incertitude sur son âge précis et sur son mode de formation. A cause de son étendue et de sa grande puissance, je l'ai considéré comme marin. D'un autre côté, il est naturel de le rapprocher du sable de la Campine qui, sur les bords de la mer du Nord, recouvre les sables marins pliocènes d'Anvers et de la Belgique ; or, dans certains gisements, ce sable de la Campine contient l'elephas primigenius et le rhinocéros

tichorinus, en sorte qu'il paraît devenir lacustre et qu'il s'est continué jusqu'à l'époque quaternaire.

Quant aux dépôts marins qui ont été signalés dans le Cotentin, ils sont très-circonscrits et ils consistent en marnes plus ou moins sableuses avec calcaires et argiles.

Dans la Méditerranée, les dépôts marins pliocènes se composent essentiellement de marnes bleues qui contiennent un grand nombre de mollusques. Ces marnes s'observent bien aux environs de Perpignan, de Fréjus, de Biot. On les retrouve dans le delta du Rhône, et même en remontant la vallée de ce fleuve jusqu'à Valreas (1). Elles sont d'ailleurs recouvertes par des couches de sables ou de grès calcaires, comme celles qui se forment encore maintenant sur notre littoral méditerranéen. Ce sont aussi des couches sableuses qui constituent le pliocène marin de Montpellier. Enfin des poudingues calcaires se rencontrent à la partie supérieure du pliocène, particulièrement vers le delta du Rhône.

— A l'époque pliocène, le sol émergé de la France portait aussi des lacs ou des marécages. Leur existence est accusée par les lignites de la Tour-du-Pin dans la Bresse, par les lignites de Biarritz, par les marnes de Manosque, de Simorre et des environs de Pau, par le calcaire de Dijon, par les sables de Saint-Prest, par les dépôts à débris volcaniques d'Issoire.

Mais ce sont surtout les rivières, les glaciers et l'atmosphère qui ont opéré le comblement des bassins hydrographiques que la France offrait à cette époque. Ces bassins, remontant pour la plupart, à des époques antérieures au pliocène, sont encore bien caractérisés.

Parmi les principaux, citons : l'Alsace dans la vallée du Rhin, la Bresse dans les vallées de la Saône et du Rhône, le bassin au Sud-Ouest de Digne dans la vallée de la Durance, la Limagne dans la vallée de l'Allier, les plaines de Roanne et de Montbrison dans la vallée supérieure de la Loire.

Les dépôts qui ont été accumulés dans les thalwegs et dans les

(1) Coquand.

parties basses de ces bassins. sont formés de débris plus ou moins triturés, provenant de leurs parois. Leur épaisseur devient particulièrement très-grande lorsqu'ils sont adossés à des montagnes élevées, comme les Pyrénées et les Alpes.

Enfin, on rattache également soit au pliocène lacustre, soit au terrain quaternaire, les limons des plateaux ; mentionnons en particulier ceux du Lannemezan, ainsi que des hautes vallées de l'Adour et de la Garonne, ceux qui couvrent les plateaux de la Normandie, de la Picardie, de la Flandre. Ils ne peuvent guère être attribués à des eaux courantes ; mais ils paraissent provenir d'une ablation opérée par l'atmosphère dans les roches calcaires sous-jacentes ou bien de dépôts argileux lentement accumulés par les neiges et par les glaces ou bien même de boues rejetées de l'intérieur de la terre.

— Les dépôts marins, lacustres, atmosphériques ou geysériens du terrain pliocène ont du reste été relevés par le soulèvement des Alpes Principales, qui s'oriente suivant la direction E. 16° N. et se continue depuis le Valais jusqu'en Autriche. C'est vraisemblablement à cette convulsion formidable qu'il faut attribuer une élévation nouvelle du sol de la France, et la retraite des mers baignant notre pays jusque dans les limites qu'elles occupent maintenant.

Époque actuelle.

Depuis le commencement de l'époque actuelle, des dépôts marins s'opèrent sur les côtes de France, tandis que des dépôts lacustres ou atmosphériques se continuent sur le sol émergé. L'étude détaillée que nous avons faite de ces deux sortes de dépôts montre bien qu'ils présentent une grande variété dans leurs caractères minéralogiques.

Les dépôts marins sont accumulés sur certains rivages de la France ; sur d'autres, c'est au contraire la mer qui produit des érosions et pénètre de plus en plus dans les terres.

Oscillations des côtes de France.

Les côtes sont soumises à des oscillations lentes et très-complexes ;

comme il importe de les faire connaître avec quelque détail, je les ai représentées sur une carte, en sorte qu'on peut aisément en embrasser l'ensemble. (Voir pl. A, fig. 6).

Certaines côtes semblent, il est vrai, rester à peu près fixes depuis un temps immémorial ; mais le plus souvent, par suite d'un mouvement insensible de bascule, les unes s'élèvent et sont émergées, tandis que les autres s'abaissent et sont au contraire immergées.

Ces oscillations sont ordinairement locales ; aussi voit-on des élévations et des dépressions se produire sur un même point ou sur des points très-rapprochés. Cependant, elles se font également sentir sur une grande étendue et elles affectent même tout un continent. Elles peuvent du reste être facilement constatées.

Lorsque les côtes s'élèvent, les dépôts marins de l'époque actuelle apparaissent, en effet, à la surface du sol ; ce sont, par exemple, des galets, des sables, des amas de coquilles et de plantes vivant dans la mer ; l'on retrouve aussi les trous qui ont été creusés dans les roches des côtes par les mollusques perforants. En outre, l'on observe à l'intérieur des terres des cordons littoraux bien distincts de ceux qui longent maintenant le rivage.

Lorsque les côtes s'abaissent, les dépôts terrestres et lacustres se rencontrent jusqu'au-dessous du niveau de la mer. Ainsi, des tourbes et d'anciennes forêts, formées d'essences actuelles, sont alors recouvertes par ses eaux ; elles se révèlent notamment dans des sondages sous-marins ou bien au moment des grandes marées.

Quelquefois encore, des constructions et même des villages entiers ont été recouverts par la mer depuis les temps historiques.

Remarquons toutefois que l'observation de ces faits est assez délicate et réclame un œil exercé, parce qu'il importe de discerner si le rivage a été simplement corrodé par la mer ou s'il s'est enfoncé sous ses eaux. De même, pour admettre l'existence d'anciennes forêts recouvertes par la mer, il ne suffit pas de trouver quelques bois fossiles épars sur la grève, mais bien des végétaux pourvus de leurs racines et enfouis à la place même sur laquelle ils se sont développés.

— Parmi les côtes de France qui ont été émergées depuis l'époque actuelle, on peut citer, dans la Méditerranée : Grimaldi, près de Menton,

où des trous de pholades s'observent à plus de 25^m au-dessus du niveau de la mer ; Monaco et la presqu'île du Saint-Hospice, près de Nice, où des bancs de grès marins, ne contenant que des mollusques vivant encore actuellement, ont été soulevés à une vingtaine de mètres.

Fréjus et Aigues-Mortes d'où partirent, sous Saint-Louis, les flottes des croisés, sont maintenant dans les terres, soit par un exhaussement du sol, soit par suite d'atterrissements.

Sur les bords du golfe de Fos, on retrouve d'anciens cordons littoraux.

C'est sans doute à un exhaussement du sol qu'il faut attribuer la décadence de Narbonne. Très-florissante à l'époque romaine, Narbonne possédait un port et était construite au bord d'un grand lac (*Lacus Rubresus*) : ce lac communiquait alors librement avec la Méditerranée, tandis qu'il est à sec maintenant et remplacé par les étangs isolés de Vendres, de Gruissan, de Sigean et de Capestang, dont la distance à la mer est de 14 kilomètres (1).

A l'île de l'Étang-de-Diane, situé à l'Est de la Corse, un banc d'huitres dépasse de 2^m le niveau de la mer sous laquelle il se continue ; par suite il a été soulevé.

Des phénomènes d'exhaussement se sont encore produits sur un grand nombre de points de la Méditerranée.

— Sur les côtes baignées par l'Océan, on voit à Saint-Michel-en-Lherm des buttes qui sont formées par une accumulation confuse d'huitres et de mollusques marins. Ces buttes ont une origine assez problématique ; toutefois elles résultent d'un phénomène naturel ; or, leur hauteur au-dessus de la mer est de 10^m et leur distance au rivage atteint 6 kilomètres.

A l'Est de Marans, des mollusques marins se montrent aussi à 40 kilomètres du rivage actuel.

Entre la Rochelle, Angoulin, Châtelailon et Fouras, d'anciens rivages accusés par des galets et par des débris de coquilles peuvent se suivre jusque dans les terres cultivées. Autrefois, la mer pénétrait même jusqu'à Niort. Ajoutons que la profondeur d'eau nécessaire à

(1) Scipion Gras. *Assainissement du littoral de la Corse*, 204.

la navigation diminue de plus en plus à Rochefort et à l'embouchure de la Charente.

Il est donc visible qu'une émerision lente s'opère sur les côtes de la Saintonge, de l'Aunis et de la Vendée.

Autour de la Bretagne, des dépôts de maërl et de coquilles marines se rencontrent également à l'intérieur des terres et sont exploités pour les besoins de l'agriculture.

Dans le Marquenterre, à l'embouchure de la Somme, l'émerision de la plage est bien accusée par des lignes de galets se trouvant au-dessus des plus hautes mers actuelles.

A Boulogne, à Dunkerque, à Gravelines, on a observé une augmentation de l'estran, qui paraît devoir être attribuée à des exhaussements plutôt qu'à des atterrissements.

Enfin, sur le littoral anglais, qui est en regard du nôtre, des élévations ont été indiquées sur certains points des îles de la Manche et spécialement à Guernesey.

Les côtes de Cornouailles ont également été soulevées, particulièrement près de Falmouth et entre les caps Lizard et Land's End.

— D'un autre côté, des dépressions ont été bien constatées sur divers points de notre littoral ainsi que sur les côtes des pays voisins.

Près de Biarritz, à l'embouchure du ruisseau de Mouligna, des dépôts de bois avec argile se prolongent sous l'Océan et accusent un affaissement du rivage sur ce point.

Dans le sud du bassin d'Arcachon, des troncs d'arbres encore en place, ont été observés au-dessous du niveau de la mer : un amas de poteries y était même recouvert par une dune qui depuis a été détruite par érosion ; par conséquent, le rivage était autrefois plus éloigné et, de plus, il a éprouvé un affaissement.

Une forêt sous-marine s'étend dans la baie de la Fresnaye près de Morlaix.

Il en existe également dans l'anse de Sainte-Anne en Saint-Pierre-Quilbignon, au Nord de Lesneven, à Rodeven, près de Plouescat, à Dol, à Saint-Malo et sur plusieurs plages de la Bretagne.

Des forêts sous-marines doivent encore être mentionnées sur toute la côte occidentale du Cotentin, près de la Hougue et de Cherbourg,

près des Vaches-Noires et sur divers points de la basse Normandie.

On en a signalé aussi à Vissant, dans le Pas-de-Calais.

Ajoutons qu'il y en a autour de l'île de Jersey, en particulier, dans les baies de Saint-Aubin, de Saint-Ouen et de Sainte-Brelade. Enfin on en connaît également autour des Iles Britanniques, notamment dans la Baie de Saint-Brides, entre Wells et Hunstanton dans la mer du Nord, ainsi que dans plusieurs golfes de l'Ecosse.

Maintenant l'on trouve des tourbières au nord-ouest de Guernesey, à Cherbourg, dans le Cotentin, à Criquebeuf, entre les embouchures de la Seule et de l'Orne, à Villers dans le Calvados, sur les plages qui s'étendent entre l'embouchure de l'Yères et le Tréport, aussi bien qu'entre Dunkerque et Furnes. On en observe surtout sur les plages de la Belgique, de la Hollande et du Danemarck. Il y en a encore à Penzance, dans le Cornouailles. Or, d'après les lymnées et les débris végétaux que renferment ces tourbières sous-marines, leur origine lacustre ne saurait être révoquée en doute.

L'histoire et l'archéologie peuvent aussi fournir des documents qui prouvent les oscillations et particulièrement les affaissements de nos côtes. En effet, des restes de constructions ont été signalés sous la mer, entre la pointe de Plogoff et le cap de la Chèvre, ainsi que dans la baie de Douarnenez en Bretagne. On en a également reconnu aux îles Scilly, qui sont à la pointe du Cornouailles.

Mais c'est surtout dans la baie de Granville et à l'Ouest du Cotentin que se sont opérés les changements les plus importants dans les contours de nos rivages. Car le mont Saint-Michel, qui forme actuellement un petit îlot, était, au huitième siècle, à 10 lieues de la mer et au milieu d'une vaste forêt. De plus, dans la baie du mont Saint-Michel les traces de deux voies romaines ont été reconnues sous la mer. Enfin, s'il faut en croire une ancienne carte retrouvée dans le monastère du mont Saint-Michel, les îles de Jersey et d'Aurigny se reliaient autrefois au Cotentin auquel elles étaient encore réunies du temps de Jules César; à la même époque, les îles Chausey, Guernesey et les Minquiers occupaient une étendue beaucoup plus grande (1).

(1) M. L. Quesnault, C. Delavaud, Peacock, Bourlot, de Gerville, Deschamps-Vadeville.

Quoiqu'il en soit, il est certain que les affaissements du sol, combinés avec les marées violentes de la baie de Granville, qui atteignent une puissance exceptionnelle pendant les tempêtes, ont complètement modifié la baie, le Cotentin et toute cette région de la France.

Dans la mer du Nord, les côtes des Pays-Bas subissent un affaissement général qui est bien marqué. Cet affaissement n'est pas uniforme ; il va en augmentant du Pas-de-Calais jusqu'en Hollande, se reconnaît dans le Danemarck et dans le Sud de la Suède ; il paraît avoir atteint son maximum, vers les embouchures de l'Escaut, de la Meuse et du Rhin. En outre, on sait qu'au moyen âge et à la suite de violentes tempêtes, la mer du Nord a séparé du rivage une partie des îles qui bordent actuellement la Hollande et qu'elle a submergé un grand nombre de villages ; elle a même donné naissance au Bies-Bos, au Dollart, au Zuydersée et au golfe de Jahde.

— Si l'on considère l'ensemble des côtes de France, l'on voit que, depuis l'époque actuelle, elles éprouvent des oscillations assez complexes ; tandis qu'elles s'élèvent généralement dans la Méditerranée et dans le Nord du golfe de Gascogne elles s'abaissent au contraire dans la Manche et dans la mer du Nord.

Ces oscillations lentes des côtes ont été attribuées aux mouvements que l'écorce terrestre subit sous l'influence du feu central. Il est certain que cette cause générale peut y contribuer, puisque les tremblements de terre et les phénomènes volcaniques occasionnent quelquefois des dénivellations.

Mais les élévations et les dépressions qui viennent d'être mentionnées sont plutôt locales que générales ; elles se succèdent souvent sur une même côte et à très-petite distance : de plus, au lieu d'être saccadées et accidentelles, elles sont continues et elles s'opèrent même avec une lenteur extrême. Il me paraît donc plus naturel de les attribuer à l'accumulation des sédiments et surtout à l'érosion que la mer exerce sur les côtes sous-marines.

Car, à mesure que les sédiments se déposent sur le fond de la mer, ils tendent à le comprimer et, par conséquent, à y produire une dépression. Cet effet sera d'autant plus marqué, que le fond sera formé de roches plus molles et plus plastiques ; par suite, il le sera

surtout quand des roches argileuses viendront affleurer sous la mer. Du reste, comme les sédiments sont répartis d'une manière très-inégale, la dépression sur un point peut très-bien être accompagnée d'une élévation sur un point voisin.

Sur les côtes des Pays-Bas, il est vraisemblable, que la dépression provient du poids des sédiments apportés par les grands fleuves qui y débouchent ; puisque l'Escaut, la Meuse, le Rhin, y accumulent du sable qui tend à surcharger et à comprimer de plus en plus les argiles d'Ypres et de Boom, ainsi que les marnes tertiaires sous-jacentes.

Remarquons en outre que les côtes submergées sont sans cesse rongées par la mer, particulièrement vers son niveau supérieur, où ses eaux sont le plus agitées ; en même temps, les côtes émergées sont détruites par l'atmosphère. L'action de la mer et de l'atmosphère étant très-inégales, l'équilibre des côtes est constamment modifié ; par suite, l'on conçoit qu'elles subissent des glissements et des dénivellations. Ces mouvements des côtes sont du reste analogues à ceux que l'on observe si souvent dans les tranchées de chemins de fer, seulement ils sont réglés par les progrès de l'érosion, en sorte qu'ils ont lieu avec une très-grande lenteur.

Enfin, à mesure que les parois sous-marines sont corrodées, l'eau de la mer y pénètre plus avant ; elle imbibe insensiblement les roches qui les composent et elle tend à augmenter leur volume. Cette circonstance provoque donc encore les oscillations des côtes.

— En résumé, les élévations et les dépressions des côtes me paraissent tenir surtout à des changements dans leur état d'équilibre, changements qui se produisent sans cesse par l'érosion lente de la mer et par l'inégale distribution des dépôts marins.

Ces oscillations sont résumées pour la France par la carte fig. 6, pl. A : les élévations y sont indiquées par des flèches noires et les dépressions par des flèches bleues.

Rappelons aussi que cette carte fait connaître en même temps la répartition des invertébrés qui peuplent les mers actuelles de la France.

D'abord elle représente les fonds les plus riches en coquilles.

De plus, elle montre quelles sont les côtes les plus peuplées d'huîtres, de moules, d'échinodermes et de foraminifères; quelles sont celles sur lesquelles il se développe des millépores ou des bryozoaires.

En outre, elle donne approximativement la proportion de carbonate de chaux existant dans le dépôt littoral, proportion qui dépend surtout de celles des invertébrés marins.

Formation du Pas-de-Calais.

L'étude géologique de la France et de l'Angleterre et la comparaison de leurs faunes quaternaires montrent qu'un isthme occupait autrefois l'emplacement du Pas-de-Calais et réunissait les deux pays. Sa rupture a pu être déterminée instantanément par des dislocations et des tremblements de terre ou bien encore elle a été provoquée par des oscillations lentes des côtes. Les forêts sous-marines qui s'observent sur les rives de la Manche, prouvent en tout cas que le fond de cette mer a subi des affaissements (1).

Toutefois, dans la rupture de cet isthme, il convient d'attribuer une part très-grande aux érosions produites sur ses deux rives par la mer du Nord et surtout par la mer de la Manche. Que l'on songe, en effet, à l'énorme puissance de destruction des marées de l'Océan, lorsqu'agitées par des vents d'ouest, elles s'engouffraient dans un golfe aussi vaste et aussi allongé que la Manche ! Se propageant dans le sens de sa longueur, elles venaient déferler avec violence dans le fond et contre des falaises très friables, formées par de la craie, en sorte qu'il devait nécessairement en résulter un écroulement rapide de ces falaises et à la longue la rupture de l'isthme.

(1) Godwin Austen : *On the Valley of the English Channel*.

CHAPITRE XVIII.

DÉFORMATIONS SUBIES PAR LES TERRAINS DÉPOSÉS SUR LE SOL DE LA FRANCE.

Les terrains qui composent le sol de la France ne sont plus tels qu'ils s'étaient déposés à l'origine, et les déformations qu'ils ont éprouvées sont même très-complexes.

D'abord, ils ont été comprimés très-fortement et en même temps d'une manière très-inégale par les terrains plus récents qui les ont recouverts. Souvent ils ont subi de fortes ablations sous l'action de l'atmosphère ou bien ils ont été entraînés par les eaux courantes. Lorsqu'ils sont formés d'argile, de sable, de marnes, de calcaire friable, ils ont été détruits sur des épaisseurs très-considérables, comme l'attestent leurs lambeaux qui sont maintenant complètement isolés.

De plus, les terrains ont été ondulés et gauchis par des oscillations lentes : ces dernières s'opèrent incessamment dans l'écorce terrestre, et leur existence peut facilement être constatée au bord de la mer, ainsi que nous venons de le voir pour les côtes de France.

Enfin, les terrains ont encore été dérangés et quelquefois entièrement bouleversés par des tremblements de terre, par des refoulements et surtout par des dislocations brusques et d'une grande puissance, comme celles qui ont donné naissance aux failles et aux chaînes de montagnes ; tandis qu'ils ont été fortement relevés sur certains points, sur d'autres ils se sont au contraire effondrés.

Toutes choses égales, plus un terrain est ancien, plus ses déformations sont nombreuses et complexes ; plus il a éprouvé de dégradations par les eaux et par l'atmosphère. Mais ces déformations et ces dégradations, quel qu'ait été leur nombre et leur puissance, ont eu pour résultante son état actuel ; en sorte que pour les apprécier, il faut chercher à restaurer son état primitif.

Voici de quelle manière il conviendra de procéder.

On étudiera spécialement les terrains dont le synchronisme est le mieux établi sur toute l'étendue de la France. Comme les limites de la mer ont changé très-notablement pendant la durée si longue, nécessaire à leur dépôt, il conviendra, lorsque ce sera possible, de considérer spécialement un de leurs étages ; on choisira d'ailleurs de préférence celui qui présente la plus grande constance dans ses caractères minéralogiques ou paléontologiques et qui, par cela même, est le plus facile à repérer. On peut ainsi restaurer approximativement la mer dans laquelle le terrain qu'on considère s'est déposé et, quelquefois même, connaître ses anciens rivages.

Le problème se complique, il est vrai, d'assez grandes difficultés ; car un terrain ne recouvre pas d'une manière uniforme le fond de la mer, lors même qu'il n'a subi aucune dénudation ; il s'accumule surtout dans les dépressions dans lesquelles il tend à se consolider sous son propre poids, tandis qu'il est très-mince et manque même complètement sur les parties en relief qui ont une forte pente.

Près du rivage, il a du reste peu d'épaisseur, parce que la profondeur étant petite, les dépôts y sont renouvelés sans cesse par l'agitation des vagues ; en outre, il y est généralement interrompu par des roches saillantes, en sorte que sa continuité est beaucoup moindre.

Si l'on suppose qu'un terrain en voie de formation soit émergé tout à coup par suite d'un soulèvement brusque du fond de la mer, il subira des dégradations très-inégales. D'abord, la vase qui est à l'état d'émulsion se laissera facilement entraîner et il en sera de même pour le sable ; mais les roches déjà consolidées, comme les récifs de polypiers, offriront une grande résistance aux agents destructeurs.

Que les dégradations d'un terrain soient opérées par des soulèvements et par des dislocations ; qu'elles soient dues aux eaux de la mer, lorsqu'elles se retirent subitement ou bien lorsqu'elles sont soumises à des agitations exceptionnelles, par suite des trépidations et des mouvements de l'écorce terrestre ; qu'elles résultent enfin de pluies diluviennes et de dénudations atmosphériques, elles seront toujours beaucoup plus grandes près des rivages que vers le centre des bassins. Les dépôts littoraux qui sont meubles, peu épais et dis-

continus, seront souvent enlevés presque complètement, en sorte qu'alors la restauration des mers anciennes deviendra très-difficile ; toutefois, lorsqu'on se borne aux terrains les mieux caractérisés, il est quelquefois possible d'esquisser leurs rivages avec une exactitude suffisante.

Maintenant, pour figurer avec netteté le relief du terrain qu'il s'agissait d'étudier, il m'a paru préférable d'avoir recours au système des courbes horizontales ou de niveau. La carte géologique des environs de Paris montre le parti avantageux que l'on peut tirer de ces courbes pour représenter toutes les ondulations du sous-sol et j'ai essayé de les appliquer à l'orographie souterraine des principaux terrains de la France (1).

Lorsque les terrains ne sont pas recouverts par d'autres plus récents, leurs courbes horizontales se confondent avec celles du sol : lorsqu'au contraire ils sont recouverts, le tracé des courbes devient très-hypothétique et présente de grandes difficultés ; quoiqu'il en soit, j'ai cherché à les esquisser approximativement jusqu'au niveau de la mer.

La courbe ayant la cote zéro est particulièrement intéressante, car elle figure l'intersection du niveau de la mer avec la surface supérieure de chaque terrain : or, si l'on admet que ce niveau soit resté constant, les terrains qui s'élèvent au-dessus de cette ligne ont nécessairement été soulevés et émergés du fond de la mer.

Afin de rendre le relief plus sensible aux yeux, les courbes horizontales ont été combinées avec des teintes qui sont d'autant plus foncées que l'altitude est plus grande. La petite échelle de la carte ne permettait pas de tenir compte des failles locales, mais le but que je me proposais était simplement de figurer dans son ensemble le relief présenté par la surface supérieure de chaque terrain.

Quand on sera parvenu à restaurer approximativement le rivage correspondant à un terrain, l'on aura repéré une ligne qui était originellement horizontale et qui marquait même le niveau de la mer

(1) Delesse : *Cartes géologiques souterraines et cartes hydrologiques de la ville de Paris et du département de la Seine.*

ancienne. Postérieurement cette ligne a tantôt été élevée au-dessus de ce niveau et tantôt abaissée ; en un mot, elle a pu être complètement déformée. Pour définir ses altérations, il suffit de faire connaître quelles sont actuellement ses côtes au-dessus du niveau de la mer. En étudiant le terrain limité par cet ancien rivage et en traçant les courbes horizontales qui figurent son relief actuel, on connaîtra donc ses soulèvements et ses affaissements sur les différents points de la France (Pl. A).

Dans cette hypothèse, on admet, il est vrai, que le niveau de la mer est resté constant pendant le dépôt de toute la série des terrains, tandis qu'en réalité, il n'en est pas ainsi. L'étude de la question montre même que le niveau de la mer a dû s'abaisser, soit par infiltration dans l'intérieur de la terre, soit par combinaison d'une notable quantité d'eau, particulièrement de celle qui a été fixée dans les argiles. Mais, en tout cas, si les courbes horizontales tracées à la surface du terrain considéré ne figurent pas d'une manière absolue, son élévation au-dessus de l'ancienne mer qui l'a déposé, elles donnent cependant les points qui ont été relevés à une même hauteur au-dessus du niveau de la mer actuelle ; elles font voir immédiatement dans quelles régions les soulèvements et les affaissements de ce terrain ont eu lieu ; elles permettent, en un mot, de définir et de bien apprécier toutes les déformations qu'il a subies.

Du reste, ces déformations sont la somme de toutes celles, grandes ou petites, qui se sont produites aux différentes époques géologiques et depuis que le terrain a pris naissance ; en sorte qu'elles sont d'autant plus nombreuses et plus complexes, qu'il est lui-même plus ancien.

D'un autre côté, la grandeur des déformations dépend beaucoup moins de l'âge du terrain que de son voisinage d'un système de montagnes. Ainsi, en France, les terrains relativement récents, qui se sont déposés sur l'emplacement des Alpes et des Pyrénées, présentent souvent des déformations beaucoup plus grandes que celles des terrains les plus anciens. Elles sont, en tout cas, plus simples, plus accusées et plus faciles à définir.

Lorsque les terrains sont lacustres, ils se sont déposés dans des bas-

sins entièrement distincts qui se trouvent le plus généralement au-dessus du niveau de la mer, mais à des altitudes très-différentes. A une même époque géologique, ils étaient fréquemment échelonnés en cascade sur les flancs d'un massif de montagnes ; par suite, c'est seulement en restaurant chaque lac isolément et en étudiant la forme prise par son fond et par ses bords, autrefois horizontaux, qu'il deviendra possible d'apprécier ses dislocations.

Enfin, lorsque les terrains atteindront une grande puissance et lorsqu'ils auront été dénudés, il sera souvent difficile d'estimer leurs changements d'altitude ; car si les repères paléontologiques y font défaut, l'erreur commise pourra s'élever à l'épaisseur de tout un étage.

— Examinons maintenant, en suivant la méthode qui vient d'être indiquée, quelles sont les déformations subies par les principaux terrains stratifiés qui constituent le sol de la France. Prenant surtout pour guide la carte géologique de MM. Élie de Beaumont et Dufrenoy et tenant compte des divers travaux publiés postérieurement, nous avons figuré la surface supérieure de ces terrains. Les bassins des anciennes mers ont, autant que possible, été restaurés, mais en évitant de les étendre sur les parties dans lesquelles l'existence des terrains n'avait pas été bien constatée. Quant à leur relief, il a été représenté par des courbes horizontales avec cotes et par des teintes dégradées.

Afin de procéder du simple au composé, nous étudierons le relief des terrains en allant des plus récents aux plus anciens. (Voir Pl. A.)

Pliocène.

Le pliocène de la France comprend des dépôts marins, ainsi que des dépôts lacustres et atmosphériques (Pl. A, fig. 5).

Comme les lacs proprement dits occupent habituellement des surfaces très-petites, il est toujours assez difficile d'apprécier les déformations que leurs dépôts ont éprouvés lors du soulèvement des montagnes. D'un autre côté, il n'est pas moins difficile de reconnaître les déformations des dépôts atmosphériques et lacustres qui

ont recouvert des plateaux ou bien de ceux qui ont rempli le fond des bassins hydrographiques ; car, lorsqu'ils se sont formés eux-mêmes sur des flancs de montagnes, ils présentent déjà une inclinaison initiale et de grandes différences d'altitude, en sorte qu'on ne peut pas toujours faire la part des dislocations venues postérieurement. C'est, par exemple, ce qui a lieu pour le bassin lacustre pliocène qui, sur les flancs des Basses-Alpes, s'étend au Sud-Ouest de Digne ; tandis que son altitude est inférieure à 300 mètres dans le Sud, elle dépasse 1200 mètres dans le Nord et vers les Alpes par lesquelles il a été fortement relevé.

Le grand bassin qui correspond à la région naturelle de la Bresse paraît avoir été rempli surtout par des dépôts atmosphériques et il est même probable que c'est seulement sur certains points qu'il offrait des marécages ou de véritables lacs. Ses dépôts, qui se maintiennent à 300 mètres sur une grande partie de sa surface, s'observent à une altitude moindre vers le Nord-Ouest où leur cote peut descendre au-dessous de 200 mètres ; mais, dans le Sud-Est, près de la Tour-du-Pin et de Saint-Marcelin, ils sont à 400 mètres et, à Voreppe, ils dépassent 800 mètres. L'inclinaison de ce bassin de la Bresse est en sens contraire de la direction Nord-Sud, suivant laquelle s'écoulent actuellement ses eaux, en sorte qu'il a certainement été soulevé vers le Dauphiné, sans doute au moment de la formation des Alpes Principales.

Si nous passons aux dépôts pliocènes marins, ceux de la Méditerranée ont été soulevés à moins de 100 mètres, près de Montpellier ; mais, dans les bassins de Perpignan et du Rhône, ils peuvent dépasser cette cote. A Fréjus leur niveau est peu supérieur à celui de la mer. Au Nord de Biot ils ont, au contraire, été soulevés à plusieurs centaines de mètres sur les flancs des Alpes-Maritimes.

Les dépôts pliocènes qui se sont formés dans l'Océan émergent à une très-petite altitude à Anvers et dans le Cotentin. Il en est de même dans les Landes, pour les marnes de Saubrigues ; cependant les sables des Landes par lesquels elles sont recouvertes et qui paraissent également marins, atteignent vers l'Est une altitude de 100 mètres au-dessus de la mer et à Port-Sainte-Marie, dans la vallée de la Garonne, ils dépassent même 200 mètres.

Éocène

Le terrain éocène, qui comprend le terrain nummulitique, a été fortement disloqué et s'observe à de très-grandes altitudes, soit dans les Alpes, soit dans les Pyrénées (Pl. A, fig. 4).

Ainsi, dans les Basses-Alpes, au Sud de Barcelonnette, le nummulitique s'élève à plus de 3000 mètres. Il en est de même, en Savoie, à la montagne des Fiz; et aux Aiguilles d'Arves, il atteint 3500 mètres.

Dans les Pyrénées, le nummulitique a été soulevé parallèlement à la chaîne, et se retrouve par 3500 mètres jusqu'au sommet du Mont-Perdu.

Dans les bassins de l'Adour et du Languedoc, le relèvement de l'éocène est de plusieurs centaines de mètres vers la chaîne des Pyrénées.

Dans le bassin parisien, l'éocène est émergé d'une manière assez inégale. C'est au Nord-Est de Paris et surtout à l'Est que son relèvement est le plus grand.

Lorsqu'on suit les bords actuels du bassin, l'on constate, en effet, qu'ils ne sont plus à la même altitude : ils atteignent 230^m à la Cappel, 220^m à Vervins, 210^m à Craonne, s'élèvent même jusqu'à 295^m à Marlemont dans les Ardennes, à 280^m à Verzy, à 240^m près de Vertus, à 230^m mètres à Allemant, près de Sézanne; tandis que leur altitude est généralement inférieure à 100 mètres sur le pourtour du bassin parisien.

Le bassin de Bruxelles, qui communique avec celui de Paris, s'incline en-sens contraire et se déverse dans la mer du Nord. De même que le bassin de Londres, il est peu accidenté; car c'est seulement vers le Sud, le long de la Sambre, et au Sud-Est, vers Liège, que son altitude dépasse 100 mètres.

En Angleterre, le bassin du Hampshire, qui est opposé au bassin de Paris, est généralement peu élevé au-dessus de la mer; cependant il se redresse subitement dans l'île de Wight et surtout près de Dorchester où sa cote dépasse 250 mètres.

— Si l'on considère maintenant les dépôts lacustres éocènes, ils se sont formés originellement à des niveaux différents ; il convient donc de ne comparer entre elles que les cotes appartenant à un même bassin. On constate alors que leurs différences atteignent quelquefois plusieurs centaines de mètres ; c'est en particulier ce qui a lieu pour les bassins de la Garonne, qui sont adossés au Plateau central et pour les bassins de la Provence, qui s'étendent jusque vers les flancs des Alpes.

Néocomien.

Examinons actuellement les déformations subies par le néocomien, l'un des étages les mieux caractérisés du terrain crétacé.

Le néocomien ne se montre pas à la surface du sol dans le bassin crétacé du Sud-Ouest de la France ; cependant il apparaît dans les Pyrénées, où il a été soulevé.

Dans le bassin parisien, il manque à l'Ouest ; mais il est bien visible dans l'Est. On le trouve à 100 mètres d'altitude dans les Ardennes, à 200^m dans la Meuse, à 300^m dans l'Yonne ; c'est vers le Morvan qu'il est le plus relevé. Le fond même du bassin parisien a été ramené jusqu'à la surface par le soulèvement du pays de Bray ; et l'altitude du néocomien y atteint 233^m au signal de Courcelles, entre Beauvais et Gournay.

Dans le bassin crétacé du Sud-Est de la France, le néocomien, qui est très-développé, a été soulevé à de grandes altitudes sur les flancs du Jura et surtout des Alpes. Ainsi, dans le Jura français, à l'Ouest du lac de Neuchâtel, ses altitudes dépassent 1200 mètres. Au grand Som, dans le massif de la grande Chartreuse, il est porté à plus de 2000 mètres. En Savoie, il s'élève à plus de 2500 mètres, dans la chaîne du Charvin et à plus de 3200 mètres près du lac d'Annecy.

Sur les flancs des Alpes, entre la Savoie et les environs de Nice, le néocomien est souvent à plus de 800 mètres. Près de Privas, sur le bord des Cévennes, il atteint encore 400 mètres.

La dépression laissée par le bras de mer néocomien, qui baignait au Nord l'île granitique des Maures, a d'ailleurs été soulevée en même temps que les Alpes et portée sur certains points à plus de 800 mètres d'altitude.

Lias.

De tous les étages du terrain jurassique de la France, le lias est le mieux connu et la mer dans laquelle il s'est déposé peut être restaurée de la manière la moins incomplète ; il est donc facile, en suivant ses rivages et en étudiant l'orographie de sa surface, de bien apprécier toutes les déformations qu'il a subies depuis son dépôt. (Pl. A, fig. 3).

Dans l'Ouest du bassin parisien, c'est dans la chaîne du Merlerault que le lias atteint la plus grande altitude : ainsi, il s'élève à 200 mètres près de Montabard, à 170^m au Val-Pineau et à Saint-Remy du-Plain dans la Sarthe ; il est voisin de 150^m à Fromental dans l'Orne et à Falaise, dans le Calvados. En passant ensuite dans la Vendée, on trouve qu'il peut remonter jusqu'à 200 mètres. Toutefois, dans l'Ouest du bassin parisien, il reste généralement à une altitude inférieure à 100 mètres ; dans le Cotentin et aux sables d'Olonne, il vient même affleurer au niveau de la mer.

Dans le Nord-Est du bassin parisien, le lias est à une altitude plus grande que dans l'Ouest ; il se montre à la cote de 300 mètres le long de l'Ardenne ; et au signal de Mogues, il est même à plus de 350 mètres (1).

Autour des Vosges, il s'élève à 300 mètres vers Metz et Nancy à plus de 400^m vers Mirecourt, vers Langres et même jusque dans la Côte-d'Or, ainsi que dans les environs de Montbéliard et de Belfort. Dans le Sud des Vosges, son altitude atteint 467 mètres à la côte de Vérine, non loin d'Épinal.

Lorsqu'on passe en Alsace, sur le flanc oriental des Vosges, on le retrouve à plus de 400 mètres près de Guebwiller ; tandis qu'il s'abaisse dans le Nord de l'Alsace, où sa cote se réduit à peu près à 200 mètres aux environs de Bouxwiller et de Wœrth.

Dans les Vosges, c'est sur le flanc méridional, mais surtout sur le flanc occidental, et suivant la direction des montagnes de la Côte d'Or que le lias atteint sa plus grande altitude.

(1) Sauvage et Buvignier : *Statistique du département des Ardennes*.

Autour du Plateau central, le rivage du lias a subi des déformations bien plus grandes, particulièrement vers le Sud-Est. Ainsi, au Nord du Plateau central, il s'élève successivement à 100 mètres près de Montmorillon, à 200^m près la Châtre, Saint-Amand et Sancoins ; à 300^m près Moulins-en-Gilbert, et à plus de 400^m sur presque tout le pourtour du Morvan ; à Saulieu et au signal de Bard, il dépasse même 500 mètres. Il se maintient à une cote égale ou supérieure à 400 mètres sur une grande partie du bord oriental du Plateau central, notamment aux environs d'Arnay-le-Duc, de Charolles, de Mâcon et de Lyon où il s'élève même à plus de 600 mètres. Mais c'est dans les Causses, au Sud du Plateau central, que les montagnes des Cévennes l'ont soulevé aux plus grandes altitudes ; car il atteint 800 mètres près de Largentière, du Vigan, de Meyrueis, de Mende, de Marvejols, de Séverac, de Saint-Rome, de Bédarieux. Sur le bord occidental du Plateau central, il s'élève encore à 400 mètres, près de Figeac ; puis, à partir de ce point, il présente diverses ondulations et s'incline soit vers le Sud, soit vers le Nord. En effet, à Bruniquel, vers le bord Sud-Ouest du Plateau central, il est seulement à 200 mètres ; vers son bord Nord-Ouest, il s'abaisse à 300 mètres près de Nanthiat et de Saint-Pardoux, à 200 mètres près de Soudat, et enfin à 100 mètres à l'île Jourdain.

La carte montre, du reste, que dans les détroits de Poitiers et de Dijon, le lias forme deux cols souterrains dont la cote est environ de 100 mètres dans le premier détroit, tandis qu'elle dépasse 200 mètres dans le second.

Dans les Pyrénées-Orientales, le lias a été porté à 400 mètres au-dessus de la mer et, dans les Pyrénées-Centrales, son altitude est beaucoup plus grande ; car près de Suc, dans l'Ariège, elle atteint 1980 mètres. De plus il a été redressé parallèlement à la chaîne des Pyrénées.

Dans le Jura et surtout dans Alpes, ce n'est pas seulement le rivage, mais le fond même de la mer liasique qui se trouve soulevé ; on le voit à 400 mètres près de Lons-le-Saunier, de Poligny et du lac de Genève. Dans le Dauphiné, le lias est à plus de 1700 mètres à Seneppe et ses cotes sont beaucoup plus grandes dans l'Oisans, ainsi

que dans le Briançonnais, où il dépasse 3300 mètres, près de Rochebrune. En Savoie, il est à plus de 2800 mètres au Perron-des-Encombres ; il s'élève même jusqu'à 3840 mètres à l'aiguille de la Vanoise (1) : en général, il a été complètement disloqué dans les Alpes et il y atteint de très-grandes altitudes.

Il convient d'observer que le lias s'incline sous une forte pente, non-seulement sur les flancs des Alpes et des Pyrénées, mais encore autour du Plateau central. Les courbes horizontales qui figurent son relief sont, en effet, très-rapprochées autour de ces montagnes. Lorsque l'ancien rivage du lias peut être repéré approximativement, comme autour du Plateau central, sa pente tient en partie à ce qu'il s'est déposé dans une mer qui avait des bords escarpés, comme ceux de la Méditerranée actuelle ; d'un autre côté, elle provient aussi de soulèvements postérieurs comme l'atteste son altitude beaucoup plus grande au Sud-Est du Plateau central, dans les Cévennes.

Lorsque le lias a été redressé par des soulèvements, l'on conçoit qu'il présente une pente très-forte dans leur voisinage ; c'est, par exemple, ce que l'on observe dans le Jura, dans les Pyrénées et surtout dans les Alpes ; son relèvement est alors limité à une zone étroite qui borde immédiatement les failles et les montagnes postérieures à son dépôt et qui s'étend parallèlement à leur direction.

Les remarques précédentes trouvent naturellement leur place à l'étude du lias, parce qu'on connaît assez bien en France son orographie, ses rivages et les limites de la mer dans laquelle il s'est déposé ; parce qu'il y a été traversé et soulevé par plusieurs systèmes de montagnes bien caractérisés : toutefois, ces remarques sont générales et elles s'appliquent aussi bien aux terrains qui l'ont précédé qu'à ceux qui l'ont suivi.

Trias.

Le trias de la France est bien distinct des formations entre lesquelles il se trouve intercalé et, l'un de ses étages, le grès bigarré,

(1) MN. de Sismonda, A. Favre, Lory, l'abbé Vallet.

se laisse même suivre sur une grande étendue ; en sorte que l'orographie souterraine de ce terrain peut être étudiée facilement. Par cela même qu'il entoure les bassins du lias, il a généralement été soulevé à une altitude supérieure (Pl. A, fig. 2).

Lorsqu'on longe les anciens rivages du grès bigarré, l'on constate qu'à l'Est du bassin parisien, il est relevé à plusieurs centaines de mètres sur les flancs de l'Ardenne, du Hundsrück, ainsi que dans le Luxembourg, dans l'Eifel et sur tout le pourtour des Vosges.

Dans le département de la Moselle, le grès bigarré est à près de 350 mètres, à Porcellette et aux Quatre-Vents, dans les environs de Saint-Avold ; tandis qu'à peu de distance le Muschelkalk dépasse 400 mètres, sans doute parce qu'il se détruit moins facilement par l'action de l'atmosphère (1).

Sur le bord occidental des Vosges, le grès bigarré est à peu près à 400 mètres aux environs de Bitche et de Phalsbourg. Il dépasse 500 mètres près de Bruyères, de Roppe et de Rouffach ; il atteint 700 mètres au Haut-du-Bois et il s'élève même à 780 mètres dans le voisinage de Plombières. Il est d'ailleurs notablement plus relevé sur le bord occidental que sur le bord oriental des Vosges et c'est dans la partie méridionale de la chaîne que son altitude devient la plus grande. Du reste, le grès bigarré des Vosges a été fréquemment disloqué par des failles, en sorte que son relief est assez accidenté.

Dans l'Ouest du bassin parisien, le trias se montre dans la partie orientale du Cotentin et à Dordigny il est à 100 mètres ; il apparaît aussi à Falaise où son altitude est supérieure à 150 mètres.

Considérons maintenant le trias autour du Plateau central. Il se voit d'abord sur son flanc Nord et au Sud du bassin parisien : près de Saint-Benoît du Sault, par exemple, on le trouve à 200 mètres ; à Chateaumeillant, il est à 300 mètres et il dépasse souvent 400 mètres à Epinac, au Creusot, en un mot autour du Morvan. Près de Liernais, dans le Morvan, il atteint même 580 mètres. A Chesny sa cote est encore supérieure à 400 mètres.

(1) Description géologique et minéralogique de la Moselle, par E. Jacquot, Terquem et Barré.

Sur le flanc Ouest et sur le flanc Sud du Plateau central, le trias se rencontre à 300 mètres près de Juillac, de Brétenoux, de Cordes ; il s'élève à 400 mètres à Lodève et à 800 mètres près d'Espallion, de Rhodéz, de Belmont ; à la montagne du Souquet, dans le Gard, il s'élève même jusqu'à 1300 mètres ; c'est son altitude la plus grande dans le Plateau central. D'un autre côté, il plonge très-fortement vers l'Ouest ; car un sondage pratiqué à Rochefort apprend qu'il se rencontre seulement à 800 mètres au dessous du niveau de l'Océan. Autour du Plateau central, le trias porte donc la trace de changements de niveau plus grands que ceux qui affectent le lias ; il a notamment été soulevé dans le Morvan, mais surtout dans le Rouergue et dans les Cévennes.

Le trias est bien développé dans la région des Pyrénées, où il a été soulevé parallèlement à la chaîne, et son altitude est naturellement d'autant plus grande qu'il se rapproche davantage de la ligne de faite de ces montagnes. Ainsi, près d'Areau et de Saint-Béat, il dépasse 800 mètres ; il s'élève à plus de 1200 mètres dans les Basses-Pyrénées et à plus de 2000 mètres dans les Hautes-Pyrénées.

Dans les Alpes, le trias a été très-fortement relevé, de même que tous les terrains qui s'y trouvent représentés. En allant du Jura vers les Alpes, l'on observe, en effet, qu'il est environ à 300 mètres dans la montagne de la Serre, à Lons-le-Saulnier, à Lagnieu ; à 500 mètres dans la vallée de Gratoux et à 800 mètres près de Nantua ; il est même soulevé à plus de 2000 et de 3000 mètres dans le Briançonnais et dans les Alpes Occidentales. Dans la Savoie, un quartzite qui paraît correspondre au grès bigarré dépasse 2500 mètres aux Cols-de-Chavières et du Palet et atteint même 3205 mètres à la montagne du Thabor.

Enfin, autour de l'île granitique des Maures, l'ancien rivage du trias est également soulevé, mais à quelques centaines de mètres seulement ; tandis que le fond de son bassin a été porté à de très-grandes altitudes sur les flancs des Alpes.

— Dans l'Est de la France, le grès bigarré repose sur un grès que M. Elie de Beaumont a décrit sous le nom de grès vosgien. Bien que

ce dernier soit généralement classé dans le terrain permien, il était utile de figurer son relief sur la carte du trias. (Pl. A, fig. 2).

On voit que le grès vosgien émerge au-dessus du grès bigarré dans les Vosges et de l'autre côté du Rhin, dans la Forêt Noire. Il occupe de grandes surfaces sur le flanc occidental des Vosges, et surtout dans la Hardt sur leur flanc septentrional ; on le retrouve également en Alsace sur leur flanc oriental. Son altitude dépasse 800 mètres au Spiemont, à la Charme-de-Tendon, à Chèvre-Roche, à Ormont et à Solamont ; elle est de 974 mètres au Climont ; enfin elle atteint 1010 mètres au Donon et même 1017 mètres sur le Haut-du-Roc. En Alsace, elle est beaucoup moindre, bien qu'elle s'élève à 598 mètres aux châteaux d'Eguisheim (1). Le grès vosgien est encore beaucoup plus relevé sur le flanc occidental que sur le flanc oriental des Vosges. Son altitude, dans la partie où il est à découvert, se montre supérieure à celle du grès bigarré ; mais c'est à l'Ouest de la chaîne qu'elle devient la plus grande et non pas au Sud, comme cela a lieu pour le grès bigarré. Malgré les affirmations contraires, ces deux grès, entre le dépôt desquels s'est formée la vallée du Rhin, sont donc parfaitement distincts par leurs caractères orographiques et minéralogiques ; leur séparation est nécessaire et s'impose en quelque sorte dans les Vosges, bien qu'elle ne puisse pas toujours être faite dans d'autres régions.

Houiller.

Il n'est aucun terrain qui ait été étudié avec plus de soin que celui qui renferme la houille et, dès à présent, son orographie est assez bien connue dans toute la France ; par suite, il est facile de se rendre compte des dislocations et des changements d'altitude qu'il a éprouvés.

Les bassins houillers de la France paraissent correspondre à des marécages tourbeux de l'époque carbonifère ; ils étaient isolés les uns des autres, bien qu'échelonnés quelquefois dans la même vallée ou réunis dans le même bassin hydrographique. Comme les tourbières

(1) Hogard : Croquis et coupes géologiques des Vosges.

de l'époque actuelle, ils appartenait à la terre ferme et se trouvaient originellement à des altitudes différentes ; en sorte qu'après les nombreuses déformations qu'ils ont subies, ces altitudes sont encore plus différentes maintenant.

Examinons, par exemple, les bassins houillers du Plateau central. Sur les bords du Plateau, ils paraissent provenir de marais qui se trouvaient près de la plaine ou sur le rivage : ils se dirigent généralement vers le N.-E. dans sa partie orientale, tandis qu'ils s'orientent vers le N.-O. dans sa partie occidentale et même jusque dans la Vendée. Mais, dans le milieu du Plateau, ils sont alignés suivant la direction N.-N.-E., qui est sans doute celle d'anciennes vallées remontant jusque vers les sommets. Quoi qu'il en soit, la houille existe, non-seulement sur les parties élevées du Plateau central, mais encore vers ses bords ; d'un autre côté, dans le Nord de la France, elle s'exploite à plusieurs centaines de mètres au-dessous de la mer, et à Charleroy, elle descend même jusque vers — 900 mètres ; par conséquent, elle présente des différences de niveau qui sont très-grandes.

Observons aussi que la houille se trouve relevée à de grandes hauteurs sur les flancs des Pyrénées et des Alpes.

Si l'on considère isolément chacun des bassins houillers, comme leurs rivages étaient d'abord horizontaux, l'étude détaillée de leur orographie souterraine permettra toujours de définir avec netteté, quelles sont les déformations qu'ils ont éprouvées. Dans un même bassin, ces déformations ont quelquefois donné lieu à des différences d'altitude s'élevant à plusieurs centaines de mètres ; c'est notamment ce que l'on peut constater en suivant l'une des couches de houille exploitées dans les bassins houillers d'Alais et de Saint-Etienne. Un sondage apprend même que ces différences atteignent 1 kilomètre dans le bassin houiller du Creusot. Sans qu'il soit nécessaire d'entrer ici dans des détails plus circonstanciés, il est donc bien visible que nos principaux bassins houillers ont subi des déformations et des changements d'altitude très-considérables.

Silurien

A l'époque silurienne les terres émergées étaient encore peu étendues, en sorte qu'il est assez naturel de penser que le terrain silurien doit se retrouver dans la plupart des massifs montagneux de la France : toutefois, il n'en est pas ainsi, soit que ces massifs fussent déjà en partie au-dessus de l'Océan ; soit, comme cela paraît plus probable, que les couches siluriennes aient souvent été détruites par des érosions ou bien par des dislocations ; soit encore qu'elles aient été complètement métamorphosées et qu'elles aient pris une structure cristalline, comme l'indiquent les lentilles de calcaire saccharoïde intercalées dans le gneiss des Vosges, des Pyrénées et de nos autres massifs montagneux. En tout cas, les dislocations multiples subies par le terrain silurien et surtout les altérations qui résultent de son métamorphisme, rendent la restauration de ses mers anciennes extrêmement incertaine et difficile. (Pl. A, fig. 1.)

Si l'on considère l'ensemble du terrain silurien, il est très-développé dans le Nord-Ouest de la France, tandis qu'il fait défaut dans les Alpes, et même dans presque tout le Plateau central ; mais il paraît s'étendre jusque dans les Vosges et il constitue une partie de l'Ardenne dans laquelle il est relevé à quelques centaines de mètres.

Dans les Cévennes, il se trouve à 800 mètres près du Vigan, de Saint-Pons, de Saint-Gervais et il dépasse 1100 mètres dans la Montagne-Noire.

Sur les deux versants des Pyrénées, le terrain silurien est relevé suivant des bandes allongées ; en particulier, il s'observe aux environs de Luc et de Bagnères-de-Luchon. Il a été soulevé à plus de 3000 mètres, et même jusque vers le faite de la chaîne des Pyrénées.

Dans la Bretagne et dans le Cotentin, le silurien se montre à découvert sur la surface la plus étendue ; tandis qu'il est au niveau de la mer sur divers points du rivage, il s'élève à des altitudes de 100 et même de 300 mètres dans les petites chaînes de montagnes qui traversent cette région de la France. C'est d'ailleurs à l'Est, vers

le Merlerault et dans la Mayenne, qu'il y atteint sa plus grande altitude.

— En terminant ces recherches sur les déformations de quelques terrains composant le sol de la France, observons que les mers anciennes n'avaient pas moins de profondeur que les mers actuelles ; tout porte même à croire qu'elles avaient une profondeur plus grande, puisqu'elles étaient alors moins remblayées par les dépôts.

D'un autre côté, les fonds de ces mers, qui pouvaient être à quelques milliers de mètres, ont souvent été soulevés à 3000 mètres et même davantage. C'est notamment ce qui a eu lieu sur l'emplacement des principaux massifs de montagnes, comme les Cévennes, les Pyrénées et les Alpes. On conçoit donc, combien il est impossible d'admettre la théorie proposée par quelques géologues, d'après laquelle ces montagnes proviendraient d'élévations lentes, continuées pendant un temps très-long et analogues à celles qui s'observent actuellement au bord de la mer.

Constatons encore que les terrains relevés sur les flancs des montagnes présentent généralement une forte pente, comme le montre le rapprochement des courbes horizontales figurant leur relief. De plus, ils n'ont guère été relevés que dans une zone assez étroite, limitée au pourtour des montagnes qui les traversent. Ce résultat tient sans doute à ce que, dans l'intérieur de la terre, les roches sédimentaires sont toujours plus ou moins molles et non pas à l'état solide.

Les anciennes mers de la France ne peuvent être restaurées que d'une manière fort imparfaite, à cause des érosions et des dislocations éprouvées par les terrains et surtout à cause de leur métamorphisme. Bien que les cartes qui en ont été dressées soient très-hypothétiques, elles ont cependant l'avantage de résumer les faits ; elles donnent, dans son ensemble, le relief actuel du terrain et son orographie souterraine, autant du moins que le permet l'état actuel de la science.

On voit aussi, à l'aide de ces cartes, que lorsqu'un même bassin a reçu des terrains superposés, les élévations et les dépressions qu'il offrait à l'origine se sont conservées ; toutefois elles s'atténuent d'autant plus que les terrains sont plus récents.

Par cela même que les montagnes et les vallées se continuaient sous les mers anciennes, elles peuvent se reproduire jusque dans plusieurs terrains superposés.

En outre, quand un terrain a subi des déformations ayant engendré des montagnes ou des vallées, on les retrouve également dans les terrains antérieurs et sous-jacents.

CHAPITRE XIX.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES TERRAINS DES DIVERSES ÉPOQUES.

Constance dans les caractères des terrains.

Lorsqu'on étudie les terrains appartenant aux différentes époques géologiques, l'on trouve que leurs caractères minéralogiques se maintiennent remarquablement constants sur des étendues immenses.

Ainsi, sur tous les points du globe où l'on a pu suivre les terrains silurien et dévonien, l'on a reconnu qu'ils se distinguaient par l'abondance des schistes ou des roches argileuses. D'un autre côté, le terrain houiller, le permien, le grès bigarré se composent en grande partie de grès et de poudingues, c'est-à-dire de roches siliceuses. Quant aux terrains jurassique, créacé et tertiaire, ils sont au contraire éminemment riches en dépôts calcaires.

Ces différences dans les caractères minéralogiques des terrains, doivent tenir aux conditions mêmes dans lesquelles ils se sont formés. D'abord, elles proviennent des modifications qui se sont opérées dans la composition chimique et dans le régime des anciennes mers. De plus, elles doivent être en relation avec les phénomènes météorologiques et surtout avec les phénomènes éruptifs qui se sont produits sur notre globe.

Le schiste, en particulier, n'est autre chose qu'une vase argileuse qui contient encore des alcalis et qui a été consolidée par pression. S'il se montre très-fréquemment à la base des terrains, il faut sans doute l'attribuer à ce que les premières roches émergées étaient essentiellement granitiques ; et à ce que, dans l'origine, ces mêmes roches constituaient le fond des mers, en sorte que leur destruction donnait naturellement une vase renfermant des alcalis. Il est vraisemblable aussi, qu'à ces époques reculées, de la vase, contenant des alcalis, était fréquemment rejetée de l'intérieur de la terre par des

éruptions boueuses ; entraînée par les courants, elle allait ensuite se déposer au loin et elle formait des couches qui couvraient de vastes étendues.

Observons d'ailleurs, qu'à l'origine des terrains, les Océans étaient encore très-profonds, tandis qu'au contraire les terres émergées étaient rares et les mers intérieures peu importantes ; par suite, toutes choses égales, les dépôts, quelle que fût leur nature, devaient offrir une plus grande uniformité.

Les poudingues qui se montrent en couches puissantes et à différents niveaux dans les terrains, particulièrement dans le dévonien, le carbonifère, le permien, indiquent des eaux qui étaient fortement agitées. Généralement ils proviennent des dépôts littoraux ou bien ils accusent des formations plus ou moins voisines des anciens rivages ; mais ils peuvent résulter aussi de déplacements subits et exceptionnels des eaux douces ou salées qui ont eu lieu sur une grande échelle et de manière à couvrir des régions entières avec les débris qu'elles transportaient.

Les calcaires dominent dans les terrains jurassiques, crétacés, tertiaires ; ils sont encore très-abondants dans plusieurs étages des terrains plus anciens et même jusque dans le silurien. Il est probable que l'abondance ou la rareté du calcaire dans les dépôts marins se relie d'une manière intime aux variations que présentait la salure des mers ; car les mollusques sécrétant un têt calcaire devaient naturellement se développer en plus grande quantité aux époques géologiques pendant lesquelles la proportion de carbonate de chaux, dissoute dans l'eau des mers, se trouvait augmentée. A une même époque, cette proportion pouvait aussi changer d'un continent à un autre, puisque le terrain silurien renferme peu de calcaire en Europe, tandis qu'il en contient au contraire beaucoup en Amérique.

Du reste, à toutes les époques, les mollusques se trouvaient répartis d'une manière très-inégale ; car les diverses régions des mers étaient plus ou moins favorables à leur développement.

Quoiqu'il en soit, les dépôts marins synchroniques présentent habituellement des caractères qui restent les mêmes dans une région

et quelquefois dans un hémisphère, sinon sur le globe entier ; ces caractères doivent donc être attribués à des phénomènes très-généraux, c'est-à-dire aux révolutions et aux éruptions de toute nature et, en un mot, aux phases successives de notre globe.

Différences que les dépôts de l'époque actuelle offrent dans leurs caractères minéralogiques et paléontologiques.

Si l'on considère particulièrement l'époque actuelle, il est de toute évidence que les dépôts marins, lacustres ou terrestres, diffèrent complètement par leurs caractères paléontologiques ou par les débris d'animaux qu'on y rencontre. D'un autre côté, ils diffèrent aussi par leurs caractères minéralogiques ; puisque certaines roches, comme les tourbes et les lignites, les argiles à meulière, les calcaires siliceux s'observent seulement dans les dépôts lacustres. Les dépôts marins qui sont de beaucoup les plus importants, offrent aussi de grandes variations. Dans les mers qui sont agitées par les marées, il est vrai qu'ils restent constants sur de grandes étendues ; c'est, en effet, ce que nous avons constaté sur les côtes occidentales de la France. Toutefois, au sable qui borde généralement le rivage, succède de la vase plus ou moins argileuse ; et, à de grandes profondeurs, on trouve une sorte de craie, comme celle dont les sondages ont démontré l'existence dans l'Atlantique et dans le Pacifique. De plus, il existe dans le fond des mers des parties qui ne reçoivent aucun sédiment, en sorte que la répartition des dépôts marins est nécessairement très-inégale.

Les dépôts marins de l'époque actuelle ne sont donc pas continus ; en outre, ils présentent des différences bien marquées dans leurs caractères minéralogiques, différences qui ont été suffisamment mises en relief par les études que nous avons faites dans les principales mers du globe.

Ajoutons que l'on a peine à se rendre compte de l'importance relative des dépôts sableux, vaseux, argileux et calcaires. Les cartes lithologiques que nous avons dressées font bien connaître leur répartition dans le voisinage des côtes, soit pour l'ancien monde, soit même pour le nouveau ; mais les fonds que recouvre la haute mer ont été

peu explorés jusqu'à présent. Bien que les dépôts calcaires s'accroissent avec une lenteur très-grande, il est vraisemblable qu'ils occupent sur le globe une surface plus étendue que les dépôts sableux ; car, ils se forment quelquefois très-près des côtes, comme dans la Méditerranée, dans la mer Rouge et dans les mers où vivent les coraux ; ils se forment surtout sur des surfaces immenses dans les fonds de l'Océan qui sont les plus inaccessibles à nos recherches. Leur importance exceptionnelle paraît encore indiquée par certains terrains, comme le jurassique et le crétacé, qui sont presque exclusivement composés de calcaires : si d'autres terrains en paraissent dépourvus, il faut sans doute l'attribuer à ce que leur exploration a eu lieu seulement, d'une manière très-incomplète, sur les bords des anciens continents géologiques et à ce que leurs formations pélagiques sont encore plongées sous l'Océan.

— Maintenant les animaux et les plantes varient beaucoup, non-seulement d'une mer à l'autre, mais encore dans la même mer ; et comme leurs débris contribuent pour une part très-grande à la formation des dépôts, ces derniers se modifient à la fois dans leurs caractères minéralogiques et paléontologiques.

Les êtres qui peuplent les mers actuelles, varient d'abord avec la latitude et, par conséquent, lorsqu'on va de l'équateur vers les pôles. Dans l'hémisphère austral et dans l'hémisphère boréal, on trouve par exemple, des espèces de mollusques qui sont différentes.

Les mollusques varient encore sous la même latitude et dans un même océan, comme il est facile de le constater dans l'océan Atlantique, dans lequel ils diffèrent sur les côtes opposées de l'Europe et de l'Amérique.

De plus, ils varient sur le pourtour d'un même continent, comme on l'observe pour l'Amérique, lorsqu'on passe de ses côtes orientales à ses côtes occidentales. Ils varient aussi dans des localités assez rapprochées, lorsque la nature du fond et la composition des eaux viennent à changer.

Ils varient surtout avec la profondeur et avec la température des eaux. Les courants chauds des régions équatoriales et les courants froids qui descendent des pôles sont autant de barrières qui s'opposent à leur expansion.

Un isthme très-étroit, comme celui de Panama, suffit même pour séparer deux faunes entièrement distinctes ; et, d'ailleurs, sur la terre ferme, des différences très-grandes dans la faune ou dans la flore s'observent même de part et d'autre d'une chaîne de montagnes. A toutes les époques géologiques, des causes analogues se sont opposées à l'uniformité de la faune et de la flore ; aussi, lorsqu'on embrasse l'ensemble du globe, devient-il extrêmement difficile d'établir le synchronisme des divers terrains.

Les terrains déposés dans une même région peuvent présenter de l'analogie dans leurs caractères minéralogiques et paléontologiques.

L'étude des formations synchroniques nous a montré que les caractères minéralogiques d'un terrain varient souvent dans des régions différentes ; ajoutons actuellement que des terrains différents peuvent au contraire conserver les mêmes caractères minéralogiques.

C'est ce que l'on observe dans certaines régions et notamment pour les dépôts successifs d'un même bassin. Ainsi, dans le bassin parisien, les couches tertiaires, crétacées et jurassiques sont éminemment calcaires ou marneuses ; elles deviennent seulement plus ou moins sableuses près de ses bords et vers les anciens rivages.

Dans le bassin de la Belgique, au contraire, les couches crétacées et surtout les couches tertiaires sont remarquablement sableuses.

L'analogie qu'on observe entre les caractères minéralogiques de terrains différents doit être attribuée à ce que les dépôts marins dépendent surtout de la nature des roches qui composent les bassins hydrographiques ; or, lorsque l'orographie de ces bassins n'a pas changé d'une manière notable pendant plusieurs époques géologiques, on conçoit que leurs dépôts conservent également leurs caractères. Malgré les bouleversements qui ont accompagné la formation des montagnes, la distribution des terres et des mers dans une région a donc pu rester à peu près la même pendant une période de siècles assez longue pour comprendre plusieurs terrains ; c'est ce qui explique pourquoi les dépôts d'une région et aussi ceux d'un même bassin hydro-

graphique présentent une certaine analogie dans leurs caractères minéralogiques.

Constatons maintenant, que dans les mêmes conditions, il existe aussi de l'analogie entre leurs caractères paléontologiques.

En effet, comme l'observent des paléontologistes éminents, MM. Agassiz et Pictet, lorsqu'on considère des époques qui ne sont pas trop éloignées l'une de l'autre, deux faunes se succédant sur une même région peuvent offrir moins de différences que des faunes contemporaines séparées par de grandes distances géographiques. Par exemple, la faune tertiaire de l'Australie ressemble beaucoup à la faune actuelle de ce pays ; mais elle est très-différente de la faune tertiaire d'Amérique ou d'Europe. De même la faune tertiaire d'Amérique montre déjà des édentés et, en général, tous les types précurseurs de la faune qui y vit aujourd'hui.

« Dans chaque pays donné, dit M. Pictet, la faune d'une époque « tire ses caractères de deux facteurs. L'un résulte de cette loi constante de modifications dont la paléontologie nous fournit partout « la preuve. L'autre, bien plus puissante, est l'état d'organisation de « la faune précédente qui sert de point de départ (1). »

On conçoit d'ailleurs que tant que les caractères minéralogiques du terrain déposé restent constants, la faune qui le peuple doit nécessairement conserver un certain air de parenté ; car les faunes qui vivent sur les fonds vaseux, sableux, coralliens, rocheux, sont entièrement différentes. Or, comme nous l'avons vu, les caractères minéralogiques peuvent se maintenir constants, non-seulement pendant le dépôt de plusieurs étages, mais même lorsqu'on passe d'un terrain à un autre.

De plus, les bassins des mers n'ont pas complètement changé de forme à la fin de chaque époque géologique et c'est seulement dans le voisinage des dislocations, provenant des systèmes de montagnes, qu'ils ont été fortement modifiés ; il en résulte qu'une même région a reçu, pendant de longues périodes, les dépouilles d'animaux vivant près du rivage ; tandis qu'une autre région était tou-

(1) Discussions de quelques points des méthodes paléontologiques au sujet d'un rapport de M. Agassiz sur l'arrangement des collections du musée de Cambridge.

jours habitée par des animaux vivant dans une mer profonde.

En outre, la température de la mer exerce, comme l'on sait, une très-grande influence sur la faune ; aussi lorsque cette température est restée à peu près la même dans une région sous-marine, pendant la durée de plusieurs terrains, les faunes qui s'y succédaient, devaient-elles présenter beaucoup d'analogie.

Ajoutons que la constance dans la distribution des terres et des mers n'avait pas seulement pour effet de conserver aux dépôts qui se formaient, les mêmes caractères minéralogiques ; elle maintenait encore une certaine constance dans les courants permanents, dans la température des eaux et, par suite, dans le climat ; on comprend donc pourquoi les faunes successives d'une région peuvent offrir de nombreuses analogies ; pourquoi ces analogies sont même plus grandes que celles qui les relient aux faunes contemporaines vivant à des profondeurs différentes ou sous d'autres latitudes.

On comprend aussi pourquoi deux faunes ayant vécu dans des terrains dont le caractère minéralogique est le même présentent plus d'analogies entre elles qu'avec la faune d'un terrain interposé.

— D'après des recherches récentes de MM. Agassiz, Carpenter, et de Pourtalès, la faune qui peuple les différentes régions des mers dépend de leur profondeur, et surtout de la température de leurs eaux. Des mollusques considérés autrefois comme caractéristiques des terrains dans lesquels on trouve leurs dépouilles en grande abondance vivent encore maintenant dans le fond des mers ; on est donc conduit à admettre qu'une même faune a pu survivre à plusieurs terrains ; elle se déplaçait peu à peu, quand son milieu se modifiait, et elle émigrerait vers les régions où elle continuait à trouver des conditions favorables à son développement.

Enfin, il ne faut pas perdre de vue que les dépôts formés pendant chaque époque géologique ne sont encore connus que d'une manière très-imparfaite ; car, jusqu'à présent, les bassins immenses auxquels ils appartiennent ont à peine été explorés, le plus souvent sur les bords seulement et, en tout cas, sur des surfaces relativement restreintes. Ajoutons que les colonies, dont l'existence ne saurait plus être contestée depuis les dernières recherches de M. J. Barrande

viennent compliquer encore l'étude paléontologique des terrains. Il faut donc s'attendre à ce que les règles posées un peu prématurément, sur la répartition des fossiles dans la série des terrains, se trouvent quelquefois en défaut.

Les considérations précédentes tendent, il est vrai, à restreindre quelque peu la confiance dans les indications géologiques fournies par les fossiles, au moins lorsqu'il s'agit de comparer des terrains n'appartenant pas au même continent ou bien séparés par de très-grandes distances. Toutefois, cette confiance ne doit pas être ébranlée lorsqu'on se borne, soit à un bassin, soit à une région, lors même qu'elle serait très-étendue ; les recherches faites jusqu'à présent, démontrent au contraire que les faunes identiques y sont généralement contemporaines.

En définitive, l'étude simultanée des caractères stratigraphiques, minéralogiques et paléontologiques, reste le seul guide de la classification des terrains. Dans certains cas, l'un ou l'autre de ces caractères peut suffire ; mais, le plus souvent, il est nécessaire de les contrôler l'un par l'autre.

Les terrains de toutes les époques ont des caractères paléontologiques qui sont en relation avec leurs caractères minéralogiques.

Nous venons de voir que les caractères minéralogiques et paléontologiques ont quelquefois conservé une certaine analogie pendant des époques géologiques distinctes ; il importe d'ajouter maintenant que ces deux caractères dépendent intimement l'un de l'autre dans toute la série des terrains.

Si nous considérons d'abord les terrains dans leur ensemble, bien qu'on n'ait guère étudié que les bords des immenses bassins dans lesquels ils se sont déposés, nous trouvons que chacun d'eux contient des couches de schistes ou d'argiles, de sables ou bien de grès et de poudingues, de marnes ou de calcaires, dans toute la série géologique. Ces roches sont cependant réparties d'une manière très-inégale : en France, par exemple, le schiste abonde dans le silurien ; tandis que le grès compose en grande partie les couches du dévonien, du permien ainsi que certains étages du carbonifère

et du triasique ; d'un autre côté, le jurassique, le crétacé, le tertiaire sont des terrains éminemment riches en calcaires. Ces caractères ne sont pas limités à la France, ni même à l'Europe ; ils s'observent sur de vastes étendues.

D'après ce que nous voyons dans les mers actuelles, le schiste, qui est si fréquent dans les terrains stratifiés les plus anciens, indique de la vase qui se déposait alors dans des eaux tantôt basses, tantôt profondes. Le grès s'est formé dans des eaux plus ou moins agitées et généralement peu profondes ; quant au poudingue, il résulte d'un transport violent et il accuse habituellement le voisinage du littoral. Le calcaire est essentiellement composé de débris de mollusques, de polypiers, de bryozoaires et de foraminifères ; c'est surtout une formation pélagique.

Mais les caractères minéralogiques des terrains sont également en relation évidente avec leurs caractères paléontologiques.

Ainsi, lorsque le schiste des terrains anciens se déposait, la chaux était sans doute en faible proportion dans les mers de la France, car ses fossiles présentent généralement un têt calcaire assez mince ; généralement même nous voyons abonder dans ce schiste des fossiles dont le têt se trouve en partie formé de chaux phosphatée ou de matières organiques, comme les lingules, les conulaires, les grapholites.

Lorsqu'au contraire les eaux de la mer contenaient en dissolution une plus grande proportion de chaux, les foraminifères, les polypiers, les rudistes et les divers mollusques sécrétant un têt calcaire, ont pu prendre tout leur développement ; alors, se sont déposées dans les mers chaudes les couches calcaires puissantes qui caractérisent les époques secondaires et tertiaires.

Maintenant, chaque fois que les eaux étaient assez agitées pour transporter de gros graviers ou des galets, les mollusques devenaient rares ; c'est ce que nous voyons encore dans les mers actuelles.

D'un autre côté, l'état physique du fond de la mer exerce une influence très-marquée sur la faune qui le peuple ; aussi, voit-on cette faune varier très-notablement suivant que le fond est du sable, de la vase ou de la roche. Enfin la composition minéralogique de ce

fond est également plus ou moins favorable au développement des mollusques.

Dans toute la série des terrains, les caractères paléontologiques sont donc en relation intime avec les caractères minéralogiques ; il faut l'attribuer à ce que les débris des êtres qui peuplent la mer, concourent eux-mêmes d'une manière très-efficace à la formation des terrains.

Il faut l'attribuer, en outre, à ce que les caractères minéralogiques d'un dépôt marin dépendent essentiellement des conditions physiques dans lesquelles il s'est opéré, conditions qui devaient nécessairement exercer une grande influence sur la nature et sur le développement des êtres contemporains.

Quant aux changements que les terrains stratifiés présentent dans l'ensemble de leurs caractères, malgré de nombreuses alternances, ils sont suffisamment accusés ; comme nous l'avons fait observer précédemment, ils résultent de phénomènes très-généraux, et ils doivent être attribués aux phases successives par lesquelles a passé notre globe.

FIN DU TOME PREMIER.

LITHOLOGIE DU FOND DES MERS



TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
PRÉFACE	VII
BUT ET CADRE DE L'OUVRAGE.	I

PREMIÈRE PARTIE.

PRÉLIMINAIRES.	5
------------------------	---

CHAPITRE I.

MÉTHODE SUIVIE POUR ÉTUDIER LES DÉPÔTS.	5
Matières solubles contenues dans les dépôts marins.	7
Triage. — Tamisage. — Lévigation	8
Abondance du quartz dans le résidu de la lévigation.	11
Origine complexe des parties qui composent les dépôts.	12

CHAPITRE II.

OROGRAPHIE DE LA FRANCE ET DE SES CÔTES SOUS-MARINES.	14
---	----

DEUXIÈME PARTIE.

AGENTS DES DÉPÔTS MARINS.

AGENTS ORGANIQUES.	19
----------------------------	----

CHAPITRE III.

AGENTS EXTÉRIEURS.

I. ATMOSPHÈRE.	21
A. — VENTS.	22
Vents des côtes de France.	24

Fréquence relative. — Direction. — Intensité.	29
DUNES.	30
Landes. — Saintonge. — Bretagne. — Manche. — Pas-de-Calais. — Flan- dre. — Pays-Bas. — Méditerranée.	31
Dunes calcaires.	34
L'argile empêche la formation des dunes	34
Comparaison des dunes avec le dépôt littoral	35
Résumé sur les dunes.	35
B. — EAUX MÉTÉORIQUES.	36
Distribution de la pluie en France.	37
Moyenne annuelle de la pluie en France	40

CHAPITRE IV.

II. EAUX DOUCES ET SAUMATRES.	44
A. — RIVIÈRES	44
a. Érosion	47
Érosion inégale sur les deux rives produite par l'atmosphère.	49
Érosion inégale sur les deux rives produite par la rotation de la terre.	50
b. Transport	51
Vitesse pour lesquelles l'eau dégrade les différentes roches.	51
Matières en suspension dans les eaux.	52
Marche des sables et des gros débris.	54
Action générale des rivières sur leur lit.	56
Influence du régime	57
Crues.	58

CHAPITRE V.

c. Composition minéralogique des dépôts des rivières	61
Dépôts des glaciers.	61
Variations dans les dépôts des rivières.	62
Lozerain. — Marne. — Gironde. — Pays-Bas.	62
Le dépôt d'une rivière coulant dans un bassin calcaire n'est pas néces- sairement riche en carbonate de chaux.	64
Dépôts formés par quelques rivières de France	66
1° Rivières se déversant dans la Méditerranée :	66
Lez. — Hérault. — Aude. — Var. — Rhône	66
2° Rivières se déversant dans l'Océan :	70
Orne. — Somme. — Moselle. — Dordogne. — Escaut. — Meuse. — Gironde. — Loire. — Seine.	70
Résumé sur la composition minéralogique des dépôts des rivières.	81
d. Dépôts à l'embouchure des rivières	83
Barres	84
Deltas.	85
e. Ports.	87

CHAPITRE VI.

B. — LACS.	90
Bourget. — Grand-Lieu.	94

C. — ETANGS LITTORAUX	94
Etangs littoraux lacustres : — Landes	95
Etangs littoraux marins : — Bassin d'Arcachon. — Les Pesquiers. — Thau. — Sigean. — Leucate. — La Palme. — Vic. — Berre.	95
Résumé sur les lacs et les étangs littoraux.	101

CHAPITRE VII.

III. MER.	104
Puissance d'érosion et de transport de l'eau de mer.	104
Vagues.	106
Courants	109
Profondeur à laquelle le fond de la mer est agité.	110
A. — COURANTS PERMANENTS.	111
a. Érosion	114
b. Transport	115
B. — MARÉES.	116
Lignes cotidales. — Flot. — Jusant. — Courants de marées	118
a. Érosion	121
b. Transport	122
C. — VENTS	122
a. Érosion	123
b. Transport.	125
D. — RAS DE MARÉES	127

CHAPITRE VIII.

AGENTS INTÉRIEURS.

I. EAUX SOUTERRAINES.	129
II. ÉRUPTIONS.	130
III. DISLOCATIONS.	132

CHAPITRE IX.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR L'OROGRAPHIE
DU FOND DES MERS ET SUR LES DÉPÔTS MARINS.

Orographie du fond des mers. — Montagnes et vallées de fracture. — Dépressions et terrasses dues à l'érosion. — Collines formées par transport.	134
Comparaison de l'érosion à la surface du sol et sous la mer. — Le fond de la mer est moins accidenté que la surface du sol	138
Nature et origine des dépôts marins	140
Répartition des dépôts marins.	143
Causes des variations dans les dépôts marins. — Variations de ces dépôts d'un point à un autre. — Variations de ces dépôts sur un même point.	144

TROISIÈME PARTIE.**COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES DÉPÔTS MARINS
DES CÔTES DE FRANCE.**

DÉPÔTS LITTORAUX	149
----------------------------	-----

CHAPITRE X.

Méditerranée :	150
Alpes-Maritimes. — Monaco. — Embouchure du Var. — Antibes. — Golfe de Jouan. — Iles de Lerins. — Golfe de Napoule. — Esterel. — Golfe de Fréjus. — Golfe de Grimaud. — Rade de Cavalaire. — Rade de Bormes. — Rade d'Hyères. — Rade de Giens. — Rade de Toulon. — Cap Sicié. — Ile des Embiez. — Baie de Saint-Nazaire. — De Saint-Nazaire à Marseille. — Rade de Marseille. — Bouches-du-Rhône. — Département de l'Hérault. — Cette. — Agde. — Département de l'Aude. — La Nouvelle. — Pyrénées-Orientales. — Saint-Cyprien. — Anse Perefite.	150

CHAPITRE XI.

Océan :	179
Golfe de Gascogne. — Saint-Jean-de-Luz. — Biarritz. — Embouchure de l'Adour. — Landes. — Gironde. — Charente-Inférieure. — Vendée. — Sables d'Olonne. — Saint-Gilles. — Saint-Jean-des-Monts. — Goulet de Fromantine. — Bretagne. — Ile de Noirmoutier. — Baie de Bourgneuf. — Embouchure de la Loire. — Saint-Nazaire. — Le Croisic. — Belle-Ile. — Hoëdic et Houat. — Lorient. — Baie de la Forêt. — Baie d'Audierne. — Finistère.	180
Manche :	206
Côtes-du-Nord. — Saint-Malo. — Baie de Cancale. — Ile de Jersey. — Cotentin. — Basse-Normandie. — Baie des Veys. — Calvados. — Orne. — Trouville. — Honfleur. — Embouchure de la Seine. — Haute-Normandie. — Le Havre. — Etretat. — Fécamp. — Saint-Valéry en Caux. — Dieppe. — Ault. — Baie de Somme. — Étaples. — Embouchure de la Canche. — Bas Boulonnais. — Cap Grisnez	206
Mer du Nord :	232
Calais. — Dunkerque. — Ostende. — Schouwen. — Sheveningue. — Zandwoort. — Helder.	232

CHAPITRE XII.

**COMPARAISON DES DÉPÔTS LITTORAUX
ET DES DÉPÔTS SOUS-MARINS.**

DÉPÔTS LITTORAUX.	240
Comparaison du dépôt littoral de marée haute et de marée basse.	240
Quartz. — Carbonate de chaux.	241

Comparaison du dépôt littoral pendant les vives et les mortes eaux.	246
DÉPÔTS SOUS-MARINS.	247
Comparaison des dépôts littoraux avec les dépôts sous-marins	247
Méditerranée :	250
Alpes-Maritimes. — Var. — Hérault. — La Nouvelle. — Iles de Lerins. — Bouches-du-Rhône. — Golfe de Marseille.	250
Océan :	253
Finistère. — Baie de Granville. — Cotentin. — Pas-de-Calais.	253

CHAPITRE XIII.

RÉPARTITION DES MOLLUSQUES SUR LES CÔTES
DE FRANCE.

Les têts calcaires du dépôt littoral sont surtout fournis par des mollusques qui habitent dans le voisinage et à une petite profondeur.	259
1° Influence de la côte sur la nature et sur le développement des mollus- ques.	261
Mollusques propres à chaque côte	261
a. Influence de l'état physique de la côte.	262
Les mollusques sont rares lorsque la côte est abrupte ou bien formée de galet	262
Ils sont tantôt rares, tantôt abondants, lorsque la côte est formée de sable	263
Ils peuvent être abondants lorsque la côte est formée de vase sableuse ou de sable vaseux	263
b. Influence de la nature minéralogique de la côte	266
Les mollusques sont abondants sur les côtes calcaires	266
Ils sont abondants sur les côtes feldspathiques	266
2° Influence de la composition chimique des eaux	266
3° Influence de la température des eaux.	267
Provinces marines de la France.	268
Conditions du développement des huîtres.	269
Résumé sur la répartition des mollusques et des invertébrés dans le dépôt littoral de la France.	277

QUATRIÈME PARTIE.

LITHOLOGIE DES MERS PRINCIPALES DU GLOBE.

Méthode suivie dans l'exécution des cartes marines lithologiques.	281
Divisions adoptées pour les roches sous-marines	284

CHAPITRE XIV.

FRANCE.

Méditerranée	293
Corse	296
Océan.	298
Golfe de Gascogne. — Gironde et Charente. — Vendée et Bretagne.	300
Ouest de la France vers le large.	304

Manche	308
Mer du Nord	313
Galets sous-marins	316
Résumé sur la lithologie des mers de la France	317

CHAPITRE XV.

MERS DE L'ANCIEN MONDE.

Orographie de l'Europe	319
Distribution de la pluie en Europe et particulièrement dans les Iles Britanniques	320
LAC LADOGA	323
MER MORTE	324
MER D'ARAL	324
MER CASPIENNE	326
GOLFE PERSIQUE	328
MER ROUGE	329
MER D'AZOF	330
MER NOIRE	330
MER DE MARMARA	331
MER MÉDITERRANÉE	332
Océan atlantique baignant l'Europe	340
Océan ibérique	340
MER D'ISLANDE	341
ILES FÉROE	342
ROCKALL	343
Océan britannique	344
MER DU NORD	350
MER BALTIQUE	357
MER BLANCHE	360

CHAPITRE XVI.

MERS DU NOUVEAU MONDE.

Orographie de l'Amérique	363
Distribution de la pluie	365
Données diverses fournies par la carte lithologique de l'Amérique	365
LACS DE L'AMÉRIQUE DU NORD	366
MER DES ANTILLES	367
GOLFE DU MEXIQUE	369
Océan atlantique baignant l'Amérique du Nord	371
MERS ARCTIQUES	378
Océan pacifique baignant l'Amérique du Nord	381

CINQUIÈME PARTIE.**FRANCE AUX DIFFÉRENTES ÉPOQUES GÉOLOGIQUES.**

CHAPITRE XVII.

RESTAURATION DES MERS ANCIENNES DE LA FRANCE	383
Difficultés que présente la restauration de ces mers.	384
SILURIEN	386
DÉVONIEN	389
CARBONIFÈRE	391
PERMIEN	398
TRIAS	401
LIAS.	406
JURASSIQUE	411
CRÉTACÉ.	415
EOCÈNE	421
MIOCÈNE.	426
PLIOCÈNE ET QUATERNAIRE	431
ÉPOQUE ACTUELLE.	434
Oscillations des côtes de France	434
Formation du Pas-de-Calais.	441

CHAPITRE XVIII.

**DÉFORMATIONS SUBIES PAR LES TERRAINS DÉPOSÉS
SUR LE SOL DE LA FRANCE.**

PLIOCÈNE	446
EOCÈNE	448
NÉOCOMIEN.	449
LIAS	450
TRIAS	452
HOULLER.	455
SILURIEN.	457

CHAPITRE XIX.

**CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES TERRAINS
DE DIVERSES ÉPOQUES.**

Constance dans les caractères des terrains.	460
Différences que les dépôts de l'époque actuelle offrent dans leurs caractères minéralogiques et paléontologiques	462
Les terrains déposés dans une même région peuvent présenter de l'analogie dans leurs caractères minéralogiques et paléontologiques.	464
Les terrains de toutes les époques ont des caractères paléontologiques qui sont en relation avec leurs caractères minéralogiques	467

TABLE DES FIGURES

	Pages.
Marche des sables sur le fond des rivières.	55
Lac de Grand-Lieu.	93
Etang de la Palme; coupe transversale.	99
Etang de Berre.	100
Carte donnant la distribution de la pluie dans les Iles Britanniques.. . . .	320

FIN DE LA TABLE DU TOME PREMIER.

ERRATA

Page 93. — Dans le croquis de Grand-Lieu, le dépôt pris à la profondeur de 2^m qui donne un résidu de 73 à la lévigation, aurait dû être marqué sur le pointillé S qui figure le sable.

Page 93. — Avant-dernière ligne; *au lieu de rivière, lire rive.*

Page 156. — Les analyses I et II relatives aux îles de Lerins doivent être rétablies ainsi :

	I	II
Silice..	3,60	3,55
Carbonate de chaux. . . .	46,47	49,26
Carbonate de magnésie. . .	30,97	46,20

Page 167. — Dans l'analyse relative à Saint-Nazaire, *au lieu de silex argileux, lire silex anguleux.*

Page 326. — La cote de la Caspienne est — 27^m,75 au lieu de — 41^m,8, qui a été marquée sur la Carte n° 2.