

SEANCE MENSUELLE DU 20 JUIN 1922.

Présidence de M. A. JÉRÔME, vice-président.

Le procès-verbal de la séance du 16 mai est lu et adopté.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

- 7250 Agamennone, G. Il terremoto di Velletri, del 20 marzo 1921. Roma, 1921, extr. in-8° de 2 pages.
- 7251 Agamennone, G. I terremoti mondiali del 1916 e l'Osservatorio di Rocca di Papa. Roma, 1921, extr. in-8° de 9 pages.
- 7252 Delecourt, J. Évaluation expérimentale du débit des puits artésiens et des avaleresses à niveau vide. Liège, 1922, extr. in-8° de 23 pages et 3 figures (2 exemplaires).
- 7253 Janet, Ch. Considérations sur l'être vivant. — *Première partie* : Résumé préliminaire de la constitution de l'orthobionte. 80 pages et 1 planche. — *Deuxième partie* : L'Individu, la Sexualité, la Parthénogenèse et la Mort, au point de vue orthobiontique. 196 pages. Beauvais, 1920-1921, vol. in-8°.
- 7254 Briquet, A. Sur l'âge des cordons littoraux anciens des Bas-Champs de Picardie. Paris, 1919, extr. in-8° de 2 pages.
- 7255 Briquet, A. Observations nouvelles sur la géologie des collines de Flandre. Lille, 1919, extr. in-8° de 7 pages et 2 figures.
- 7256 Briquet, A. Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. Lille, 1919, extr. in-8° de 11 pages.
- 7257 Briquet, A. Vestiges de l'étage yprésien à Bourlon et sur le Blanc-Nez. Lille, 1920, extr. in-8° de 4 pages.

- 7258 **Briquet, A.** Les dépôts quaternaires du Nord de la France : Conditions de gisement. Paris, 1921, extr. in-8° de 2 pages.
- 7259 **Briquet, A.** Les dépôts quaternaires du Nord de la France : Industrie et Faune. Paris, 1921, extr. in-8° de 2 pages.
- 7260 **Briquet, A.** Le Sous-Sol des Pays-Bas d'après les recherches récentes. Paris, 1921, extr. in-8° de 18 pages et 1 figure.
- 7261 **Briquet, A.** Les Bas-Champs de Picardie au Sud de la Somme (3 pages); les Bas-Champs de Picardie au Nord de la Somme : la ligne de rivage actuelle (2 pages); les Bas-Champs de Picardie au Nord de la Somme : la ligne de rivage ancienne (2 pages). Paris, 1921, extr. in-8°
- 7262 **Bell, J.-M., Greville, R.-P. and Cockayne, L.** A Geographical Report on the Franz Joseph Glacier. New-Zealand (Wellington), 1910, broch. in-8° de 14 pages, 6 figures et 3 cartes.
- 7263 **Diénert, F.** Surveillance des eaux pendant l'année 1920. Paris, 1922, broch. in-8° de 60 pages et 1 figure.
- 7264 **Matousek, O.** The Geological Laws of the Population with special regard to the Czechoslovak Republic. Prague, 1922, broch. in-8° de 12 pages.
- 7265 **Morgan, P.-G. et Bartrum, J.-A.** List of the Minerals of New-Zealand. Wellington, 1913, broch. in-8° de 32 pages.
- 7266 **Suter, H.** Alphabetical Hand-List of New-Zealand Tertiary Mollusca. Wellington, N. Z., 1915, broch. in-4° de 24 pages.
- 7267 **Suter, H.** Alphabetical List of New-Zealand Tertiary Mollusca. Wellington, N. Z., 1918, broch. in-8° de 32 pages.
- 7268 ... Imperial and Foreign Trade Supplement. Trans-Zambezia Section. London, May, 6, 1922, atlas de 12 pages contenant de nombreuses figures et photographies.

2° Périodiques nouveaux :

- 7269 **Wellington.** New-Zealand Geological Survey (*Palaeontological Bulletin*), nos 1 à 8 (1913 à 1921).
- 7270 **Wellington.** New-Zealand Geological Survey (*Bulletin*), nos 1 à 23 (1906 à 1921).

Communications des membres :

Le Néogène du Nord de la Belgique et des Pays-Bas et ses relations stratigraphiques,

par A. BRIQUET.

I. — LE NÉOGÈNE MARIN.

1. — *Transgression diestienne et transgression scaldisienne.*

Dans le Nord de la Belgique et les Pays-Bas, l'ensemble des sédiments néogènes s'est déposé en transgression sur les terrains plus anciens : vers le Sud-Est sur l'Oligocène supérieur ; à l'Ouest et au Nord sur l'Oligocène moyen.

Mais le complexe des sédiments néogènes se décompose en deux séries qui sont, à leur tour, transgressives l'une par rapport à l'autre, ce que montre bien leur répartition géographique.

Le fait, à lui seul, implique que les deux séries néogènes appartiennent à des époques géologiques différentes. Nettement différentes en effet, car c'est entre ces deux époques — cela sera rappelé plus loin — que s'est produit un événement de la plus haute importance pour l'histoire de l'Europe occidentale : la dernière, et la plus violente, des crises orogéniques alpines.

On ne peut donc s'étonner que la distinction des deux groupes de sédiments néogènes commande entièrement l'étude de la stratigraphie récente dans la région belge-néerlandaise et dans les régions voisines. Et pour cette raison, il convient d'y insister ⁽¹⁾.

(1) Les recherches détaillées effectuées depuis une quinzaine d'années en Campine, dans les Pays-Bas et dans la Plaine rhénane inférieure ont donné des résultats qui permettent de reprendre aujourd'hui toute la question du Néogène et de chercher à la résoudre d'une manière plus précise qu'on ne pouvait le faire antérieurement. Le présent essai complète — en les modifiant souvent — diverses esquisses antérieurement présentées : A. BRIQUET, *Les gisements d'oolite silicifiée de la région de la Meuse.* (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXXV, 1907, p. 203.) — *Sur les relations des sables à lignites du Rhin et des terrains tertiaires marins.* (IBID., p. 206.) — *Sur les dépôts tertiaires de la région de la Meuse.* (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXII, 1908, P.-V., p. 23.) — *L'horizon des sédiments pauvres à oolite silicifiée.* (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXXVIII, 1909, p. 453.)

L'observateur sagace qu'était Dumont avait reconnu l'individualité de chacun de ces deux groupes sédimentaires : il les avait désignés sous les noms respectifs de Diestien et de Scaldisien. Ce sont des noms auxquels il serait bon de rendre leur acception première ⁽¹⁾.

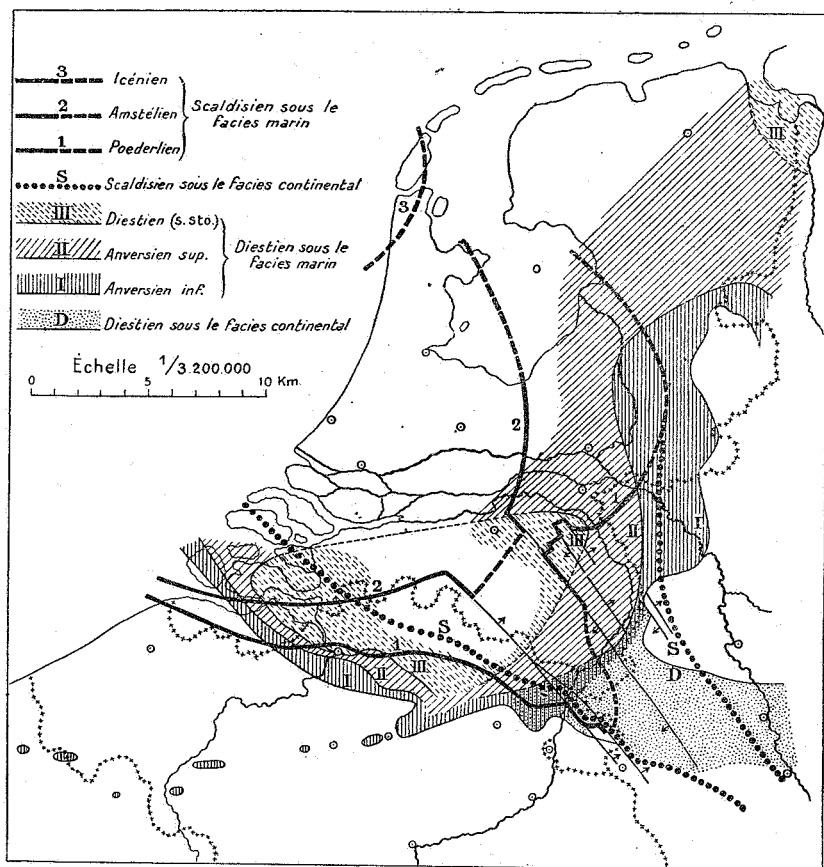


Fig. 1. — EXTENSION DU NÉOGÈNE DANS LE NORD DE LA BELGIQUE ET LES PAYS-BAS

Dans le Diestien, entendu en ce sens primitif d'ailleurs parfaitement logique, se rangent les dépôts plus connus aujourd'hui sous le nom

⁽¹⁾ A cette seule correction près, que le conglomérat fossilifère du Bolderberg doit être placé à la base du Diestien après avoir été détaché du Boldérien.

d'Anversien (Miocène moyen et supérieur dans les Pays-Bas), et sous le nom de Diestien, au sens restreint, ou encore de Casterlien.

Quant au Scaldisien, il doit comprendre le Poederlien (1), l'Amstélien et l'Icénien de la nomenclature actuelle.

Le fait stratigraphique important, la transgression de la série scaldisienne sur la série diestienne, est des plus nets.

Déjà le démantèlement du Diestien était très avancé à l'époque de la transgression scaldisienne. La preuve en est donnée par la fréquence des fossiles éocènes et oligocènes remaniés dans le Scaldisien (2), tandis qu'il ne s'en trouve guère dans le terme supérieur de la série diestienne (Diestien au sens restreint).

Ce qui manifeste le mieux l'extension transgressive du Scaldisien est la manière dont il est superposé aux termes les plus divers de la série diestienne, en partie détruite par l'érosion avant la transgression.

Ceci apparaît bien sur la carte (fig. 1).

Les plus récents des dépôts diestiens, ceux que l'érosion eut le plus tôt fait d'éliminer, n'occupent sous le Scaldisien qu'une superficie restreinte. Les plus anciens, mieux conservés, sont plus largement étendus.

Dans les Pays-Bas, ainsi que l'ont établi les recherches du Service des Prospections minières de ce pays (3), l'horizon moyen (désigné sous le nom de Miocène supérieur) reste partout en deçà des limites de l'horizon le plus ancien (Miocène moyen).

(1) Le nom de Poederlien est employé ici faute d'autre terme, à peu près dans le sens où il figure sur la plupart des feuilles de la Carte géologique de la Belgique, et sans qu'on veuille se prononcer sur sa valeur, discutée non sans raison (M. LERICHE, *Les terrains néogènes des environs d'Anvers*, BULL. DE LA SOC. GÉOL. DE FRANCE, 4^e sér., XII, 1912, p. 726). Par ailleurs, appliquer le nom de Scaldisien aux seuls dépôts pliocènes stratigraphiquement inférieurs à l'Amstélien serait restreindre — peut-être pas dans la lettre, mais certainement dans l'esprit — l'extension que Dumont a donnée à ce terme en le créant. Il en a fait le nom d'un système équivalent en importance au Diestien ou au Boldérien, et dans lequel il entendait manifestement ranger toute la partie supérieure du Tertiaire, jusqu'à la base du Quaternaire.

(2) M. LERICHE, *Sur les restes de poissons remaniés dans le Néogène de la Belgique. Leur signification au point de vue de l'histoire géologique de la Belgique pendant le Tertiaire supérieur*. (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXX, 1920, p. 115.)

(3) W.-A.-J.-M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, *Eindverslag over de onderzoekingen en uitkomsten van den Dienst der Rijksopsporing van Delfstoffen in Nederland, 1905-1916*. Amsterdam, 1918, pp. 120 et suiv.

L'horizon supérieur (Diestien au sens restreint) est encore plus réduit en extension : il n'existe sous le Scaldisien que sur une faible portion du territoire des Pays-Bas au nord d'Anvers, et dans le nord du Peel (ici représenté seulement par sa partie inférieure, la couche à ossements de Cétacés). Peut-être, enfin, l'a-t-on rencontré dans l'extrême Nord-Est des Pays-Bas (sondage de Beerta en Groningue) (1). Ailleurs, le Scaldisien repose directement sur la partie inférieure de la série diestienne, l'Anversien.

La répartition des différents termes du Diestien, dans le sous-sol des Pays-Bas, accuse donc bien le caractère transgressif de la série scaldisienne.

Il en va moins nettement en Belgique, où les différents niveaux de la série diestienne sont en général mal distingués.

Là aussi, c'est par-dessus les sédiments de la série diestienne déformés, puis fortement réduits par l'érosion, que la transgression scaldisienne s'est effectuée; le niveau supérieur de la série diestienne a moins d'extension sous le scaldisien que les niveaux inférieurs.

Ce niveau supérieur est-il mieux conservé vers le Sud-Est et le Sud-Ouest? N'est-il pas même, à Louvain et dans les collines flamandes, transgressif à son tour sur les niveaux inférieurs de la série? Il est malaisé de le dire. L'absence presque complète de documents paléontologiques n'a pas permis de distinguer (comme on a pu le faire à Anvers) différents horizons dans l'ensemble des sables glauconieux et ferrugineux qui, à Diest et dans les collines flamandes, constituent la série diestienne au-dessus du conglomérat de base (celui-ci avec fossiles miocènes au Bolderberg). Seule a été signalée la présence de *Terebratula grandis*, au Bolderberg et au Pellenberg.

Les auteurs de la Carte géologique de la Belgique ont admis la transgressivité de la partie supérieure de la série. Si leur interprétation est exacte, elle implique que la transgression diestienne, dans son ensemble, s'est effectuée graduellement du Nord-Est vers le Sud-Ouest : c'est une conception qui n'a pas cessé de rencontrer faveur à l'heure actuelle (2).

(1) W.-A.-J.-M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, *Eindverslag*, p. 133.

(2) M. LERICHE, *L'âge du gravier fossilifère d'Elsloo d'après sa faune ichtyologique. La position du Bolderien dans le Néogène de la Belgique*. (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXX, 1920. p. 101.)

La transgression scaldisienne peut être également constatée dans l'Est de l'Angleterre, où le bassin néerlandais-belge trouve son prolongement de l'autre côté de la mer du Nord.

La série diestienne n'est, dans cette région, conservée qu'en lambeaux : nodules remaniés à la base du crag de Suffolk, et dont on s'accorde à placer la faune au niveau de celle du conglomérat du Bolderberg; couches de Lenham et Crag corallin correspondant plutôt à la partie supérieure de la série.

Mais la transgression scaldisienne est nette. Les différents dépôts, Crag rouge et Crag icénien (ou de Norwich), équivalents respectifs du Poederlien et de l'Amstélien, puis de l'Icénien des Pays-Bas, s'étendent vers le Nord sur l'argile de Londres et la craie.

2. — *Age et extension des transgressions marines néogènes.*

L'âge pliocène de la série scaldisienne ne fait de doute pour personne. L'extension de cette série est relativement restreinte. Malgré son caractère transgressif, elle reste confinée à la région de l'Est de l'Angleterre, des Pays-Bas et du Nord de la Belgique, région qui s'affirme à travers les temps géologiques comme une aire d'affaissement. C'est à la faveur de l'affaissement que la mer scaldisienne l'a occupée (1).

La transgression diestienne, dont l'extension avait été bien plus considérable, est miocène.

Ceci est admis sans conteste pour la partie inférieure, l'Anversien; les géologues néerlandais la désignent expressément sous les noms de Miocène moyen et de Miocène supérieur, en l'assimilant au Miocène marin du Nord de l'Allemagne dont la faune est identique.

La partie supérieure, Diestien au sens restreint, est au contraire généralement tenue pour pliocène. Il se manifeste cependant une

(1) La présence de l'Icénien à Woensdrecht (Sud des Pays-Bas au nord d'Anvers), où il reposerait directement sur le Poederlien sans interposition de l'Amstélien, n'est pas expliquée. Ce ne serait pas, en effet, une explication, dire qu'il s'est déposé là dans un golfe formé au milieu des sédiments amstéliens, mais seulement une autre manière de poser la question qu'il est difficile de résoudre. La solution est d'autant plus malaisée qu'on doit l'établir uniquement sur les données de sondages, toujours forcément obscures.

tendance à la rattacher au Miocène, au moins en ce qui concerne les dépôts anglais, couches de Lenham et Crag corallin (4), et par suite les équivalents de ceux-ci dans le reste du bassin, Pays-Bas et Belgique.

La transgression diestienne, dans son ensemble, correspondrait approximativement, non seulement au Miocène supérieur ou Pontien (Sahélien de Carnot, non du Sahel), mais déjà même au Miocène moyen, c'est-à-dire à ce qu'on désigne sous les noms peu précis de Vindobonien, d'Helvétien et de Tortonien. Leriche fait remarquer la présence dans le gravier de base de la série, à Elsloo, d'une forme de poisson dont la fréquence caractérise le Vindobonien de Suisse (*Lamna cattica*) (2).

Dans ces conditions, il faut reconnaître à la transgression diestienne — ou miocène — une large extension sur le Nord-Ouest de l'Europe.

Non seulement elle englobe les dépôts du Miocène marin du Nord de l'Allemagne, prolongement de ceux des Pays-Bas, mais elle comprend encore les dépôts miocènes de l'Ouest de la France, qui sont exactement situés au même niveau stratigraphique. C'est la transgression diestienne qui a recouvert le massif armoricain en y apportant les dépôts du Redonien, dépôts qu'on retrouve à Saint-Erth en Cornouailles (3), et envahi le bassin inférieur de la Loire en y accumulant les faluns de la Touraine et de l'Anjou.

Cette transgression miocène a pu atteindre un développement considérable sur l'Ouest de l'Europe, où ses dépôts ne sont cependant conservés qu'en lambeaux isolés.

3. — *Tectonique et hydrographie néogènes.*

Les dépôts de la série diestienne ont été, postérieurement à leur formation, affectés par des mouvements tectoniques importants, et qui expliquent la discordance manifeste avec laquelle ces dépôts diestiens sont recouverts par les dépôts scaldisiens. Les mouvements tectoniques dont il s'agit sont ceux qui ont donné naissance aux ondulations bien

(1) R. BULLEN NEWTON, *The Lenham sandstones of Kent*. (GEOL. MAGAZINE (VI), t. VI, 1917, pp. 320.)

(2) M. LERICHE, *L'âge du gravier fossilifère d'Elsloo, etc.*, p. 112.

(3) R. BULLEN NEWTON, *op. cit.*, p. 324.

connues des terrains crétacés et tertiaires anciens du Nord de la France, de l'Artois en particulier.

De ceci la preuve est donnée par le gisement des dépôts diestiens du Blanc-Nez, près de Calais. Ils sont conservés, aux Noires-Mottes, dans le fond d'une ondulation synclinale du système de l'Artois.

De même les dépôts diestiens des collines de Flandre ont été affectés par des mouvements tectoniques. C'est à cette particularité que semblent pouvoir être attribuées la conservation de ces dépôts et la formation des collines : celles-ci, avec leur couronnement de grès et poudingues ferrugineux, peuvent être assimilées à des sortes de synclinaux perchés (1). Par là s'expliquerait aussi leur disposition alignée à travers les plaines de Belgique, sur le prolongement de l'avancée que dessine vers Louvain la nappe sédimentaire diestienne.

Les mouvements tectoniques du Nord de la France, postérieurs à la transgression diestienne du Nord-Ouest de l'Europe, sont l'équivalent des mouvements tectoniques considérables qui, à la même époque, c'est-à-dire à la fin du Miocène, affectaient les régions plus centrales de l'Europe.

Si maintenant l'on jette un regard d'ensemble sur l'Europe occidentale à l'époque néogène pour en embrasser la paléogéographie, on voit la mer miocène du Nord de l'Europe déborder le géosynclinal de la Basse-Allemagne et s'avancer transgressivement sur les terrains d'âges les plus divers, déjà déformés, même ceux de l'Oligocène, par des mouvements tectoniques, et en partie rasés par l'érosion.

(1) A BRIQUET, *Sur l'origine des collines de Flandre*. (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXXV, 1908, p. 273.) — D'excellents géologues se refusent à admettre l'existence de dislocations tectoniques dans ces collines et n'y croient reconnaître que des glissements de terrains sur les versants : M. LERICHE, *Revision de la feuille de Saint-Omer* (BULL. DE LA CARTE GÉOL. DE FRANCE, t. XIX, 1909, p. 5); L. DUDLEY STAMPS, *Note sur la géologie du mont Aigu et du mont Kemmel*. (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XLIV, 1919, p. 126, note 3.) Mais ces auteurs ne pré-voient pas le stade de l'évolution morphologique des collines flamandes où se seraient produits les glissements. Les glissements seraient assez anciens déjà pour que les traces en soient oblitérées dans la topographie superficielle : il faudrait, dès lors, les reporter à une époque où les collines n'avaient pas le relief important d'aujourd'hui, c'est-à-dire où les conditions favorables au glissement eussent été moins amplement réalisées. On ne voit pas non plus comment un glissement peut rendre compte de la structure du mont des Cats, dont presque toute la masse est affaissée par rapport au flanc sud, seul resté en place. Enfin, les lignes de dislocation sont orientées suivant les deux directions correspondant à l'alignement principal, E.-W., et à l'alignement secondaire, SW.-NE., des collines.

En même temps, la mer miocène de la région méditerranéenne s'avance par une transgression analogue dans le géosynclinal alpin qu'elle déborde vers le nord, en s'étendant sur les terrains plus anciens du Jura suisse et souabe.

Entre les deux mers subsiste une région continentale, dont les cours d'eau apportent à la mer du centre de la Suisse des alluvions empruntées aux terrains des Vosges et de la Forêt-Noire. Attaqué par l'érosion subaérienne, le continent se transforme lentement en pénéplaine (1).

La mer se retire, et les lagunes disparaissent elles-mêmes qui l'avaient en partie remplacée (molasse d'eau douce supérieure et dépôts d'Oeningen).

Il se produit alors des mouvements tectoniques, dont sont le contre-coup, dans le Nord de la France, les mouvements qui affectent le Diestien. Ces mouvements — qui ont provoqué, ou peut-être seulement suivi à quelque intervalle l'émersion générale — se traduisent par le plissement du Jura et même par un charriage partiel du Jura plissé vers le Nord, sur le Jura tabulaire et les dépôts miocènes qui l'ont recouvert.

Sur la surface totalement asséchée de l'Europe occidentale prend naissance un réseau hydrographique qui, même s'il est antérieur aux mouvements tectoniques comme le croit Albert Heim (2), s'est du moins adapté à la nouvelle orographie. Évoluant au cours d'une longue et nombreuse série de cycles d'érosion dus à l'abaissement progressif du niveau de base, ce réseau deviendra, à mesure que les vallées se creuseront, le réseau hydrographique actuel.

A l'origine, les eaux du versant méridional du Jura s'écoulent (3) vers un Aar-Danube, celles du versant septentrional vers une ébauche de Rhin, qui, en aval de Bâle, gagne la vallée actuelle de la Saône (cailloux fluviatiles du Sundgau et de la vallée du Doubs) (4).

Le Rhin-Doubs capte, tout au moins avant le début du Quaternaire

(1) Braun a exposé l'évolution morphologique de la partie du continent correspondant au Jura septentrional et aux régions voisines : G. BRAUN, *Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel*. (VERH. D. NATURF. GES. IN BASEL, t. XXVIII, 1917, p. 307.)

(2) ALBERT HEIM, *Geologie der Schweiz*, t. I, p. 678.

(3) G. BRAUN, *op. cit.*, p. 333.

(4) DE LAMOTHE, *Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs et la Bresse pendant le Pliocène*. (C. R. DES SÉANCES DE L'AC. DES SCIENCES, t. CXXXVII, 1903, p. 389) — ROBERT DOUVILLÉ, *Remarques à propos du Rhin français pliocène*. (C. R. SOMM. DES SÉANCES DE LA SOC. GÉOL. DE FRANCE, 1913, p. 214.)

et le dépôt des alluvions des plateaux, l'Aar-Danube. Il est détourné lui-même vers le Nord avant cette même époque, grâce sans doute à un affaissement de la Plaine rhénane supérieure favorisant l'érosion des cours d'eau qui convergent vers celle-ci.

Dans le Nord de la France et la Belgique on connaît le même réseau hydrographique, conséquent avec la surface des sédiments abandonnés par la mer diestienne, et adapté à la déformation tectonique qu'elle a subie.

J. Cornet, qui a décrit ce réseau ⁽¹⁾, a clairement vu les relations qui existent entre les rivières à cours dirigé vers le Nord ou le Nord-Est, et la surface primitive du Diestien inclinée dans la même direction vers la zone d'affaissement des Pays-Bas.

Il a noté aussi ⁽²⁾ l'influence des déformations tectoniques sur la disposition de certains traits du réseau hydrographique. Il en est, parmi ceux-ci, dont la direction est transversale à celle de la plupart des autres, par exemple la Sambre-Meuse, la Haine : disposition qui s'explique bien par une localisation dans le fond d'ondulations synclinales.

Une étude précise de la tectonique de l'Artois laisserait constater, dans le Nord de la France, le même accord fréquent des traits du réseau hydrographique et des ondulations qui ont pris naissance postérieurement au Miocène ⁽³⁾.

Des captures ultérieures ont pu modifier en partie cette disposition. De ces captures, les unes sont relativement récentes, et la trace matérielle en est encore visible ⁽⁴⁾. Mais le plus grand nombre sont bien plus anciennes, et se sont effectuées au cours des cycles d'érosion antérieurs, à la faveur de l'évolution très avancée par laquelle ces cycles anciens sont caractérisés.

(1) J. CORNET, *Études sur l'évolution des rivières belges*. (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DE BELGIQUE, t. XXXI, 1903-1904, Mém., p. 261.)

(2) *Ibid.*, pp. 476 et suiv.

(3) Dollfus a déjà, après d'autres, insisté sur l'accord de la topographie et de la tectonique dans cette région : G.-F. DOLLFUS, *Relation entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie*. (ANN. DE GÉOGRAPHIE, t. IX, 1900, p. 336.)

(4) W.-M. DAVIS, *La Seine, la Meuse et la Moselle* (ANN. DE GÉOGR., V, 1895-1896, p. 25); A. BRIQUET, *Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa* (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXXIV, 1905, p. 3); *La capture de l'Authie* (IBID., p. 290); *Sambre et Oise : une capture*. (IBID., t. XXXVII, 1908, p. 14.)

II. — LE NÉOGÈNE CONTINENTAL.

1. — *Équivalents continentaux du Diestien et du Scaldisien marins.*

Aux dépôts marins néogènes correspondent des dépôts continentaux. Ces dépôts, lacustres ou fluviatiles, sont surtout développés dans le sud-est du bassin belge-néerlandais et dans la Plaine rhénane inférieure.

Comme les dépôts marins, ils appartiennent à deux époques géologiques distinctes et se groupent en deux séries qui répondent respectivement aux deux séries marines scaldisienne et diestienne.

A la série scaldisienne se rapportent les dépôts dits à oolite silicifiée. Ceux-ci, dont l'extension est encore aujourd'hui importante, sont conservés surtout grâce aux affaissements tectoniques contemporains de leur dépôt ou postérieurs à celui-ci.

Ce qui prouve — pour une partie, tout au moins, des dépôts à oolite silicifiée, celle qui est représentée dans les Pays-Bas et la Belgique — qu'ils sont contemporains des dépôts marins scaldisiens, c'est la manière étroite dont ils s'y rattachent.

De ceci témoigne la présence, dans les dépôts marins scaldisiens, d'oolites silicifiées amenées par les cours d'eau (1).

Mais il y a plus : du bas vers le haut de la série scaldisienne les dépôts fluviatiles remplacent peu à peu les dépôts marins dans la direction du Nord-Ouest. Il est à remarquer, en effet, — et Van Waterschoot van der Gracht a insisté sur ce point (2), — que ce passage du facies marin au facies continental s'est effectué de plus en plus tard du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Il a lieu dès le Poederlien dans le Peel et en Campine (argiles et sables contenant à Moll des fossiles jurassiques silicifiés) (3); seulement avec l'Amstelien dans le centre des Pays-Bas, sous la Hollande; à l'extrême fin du Pliocène dans l'Est de l'Angleterre, où les dépôts fluviatiles n'apparaissent guère qu'avec le Cromérien.

La mer pliocène a donc reculé peu à peu dans la direction du Nord-Ouest. Le recul peut être attribué à l'accroissement graduel de l'alluvionnement fluvial; peut-être aussi au déplacement de l'aire

(1) P. TESCH, *Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im Westeuropäischen Pliocänbecken.* (MEDEDEEL. V. D. RIJKSOPSP. V. DELFSTOFFEN, n° 4, 1912, pp. 8 et 11.)

(2) W.-A.-J.-M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, *Eindverslag*, p. 128 et fig. 10.

(3) M. LERICHE, *Sur l'âge des sables de Moll.* (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXVII, 1913, Pr.-V., p. 92.)

d'affaissement pliocène vers le Nord, comme semble l'indiquer, à l'Est de l'Angleterre, la transgression continue dans cette direction des différents niveaux du Pliocène l'un par rapport à l'autre.

Ainsi, peu à peu la série sédimentaire scaldisienne, abandonnant le caractère marin, revêt un faciès fluvial et continental.

La série marine diestienne est pareillement en relation avec des dépôts continentaux.

Ceux-ci sont les sables blancs qui, vers Ruremonde, passent latéralement aux dépôts de faciès marin : l'intercalation des dépôts des deux faciès les uns dans les autres a pu être constatée dans les sondages de Beesel, Belfeld et Swalmen (1).

Les sables blancs, contenant des lentilles de lignites et, vers le bas, des couches de galets de silex, s'étendent dans le Limbourg néerlandais et sous la Plaine rhénane inférieure. Il semble que ce soit une formation en partie littorale, en partie lagunaire ou limnique.

Leur caractère transgressif est indiqué par la présence des couches de galets de silex. De celles-ci, il faut rapprocher les couches analogues associées aux sables diestiens des collines de Flandre : probablement, elles aussi, dépôts littoraux du rivage méridional de la transgression diestienne.

En résumé, à chacune des deux séries de sédiments marins néogènes, le Diestien et le Scaldisien, répondent, au moins vers le sud-est de la région belge et néerlandaise, des formations continentales. Dépôts marins et dépôts continentaux passent les uns aux autres, à la fois en sens latéral et en sens vertical.

2. — *Stratigraphie de la Campine orientale.*

La Campine orientale est, en Belgique, la région où coexistent les faciès marins et continentaux des deux séries néogènes (voir la carte, fig. 1). Il faut tenir compte de cette circonstance pour interpréter les sondages de la région (2) et tenter d'esquisser, au moins dans les grandes lignes, la stratigraphie restée longtemps obscure de ce territoire.

Le plateau de la Campine orientale est, au point de vue tectonique,

(1) W.-A.-J.-M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, *Eindverslag*, p. 117.

(2) M. LOHEST, A. HABETS et H. FORIR, *Étude géologique des sondages exécutés en Campine et dans les régions avoisinantes*. (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DE BELGIQUE, t. XXX, 1906, Mém., p. 101.)

S. 20.

97. 8.

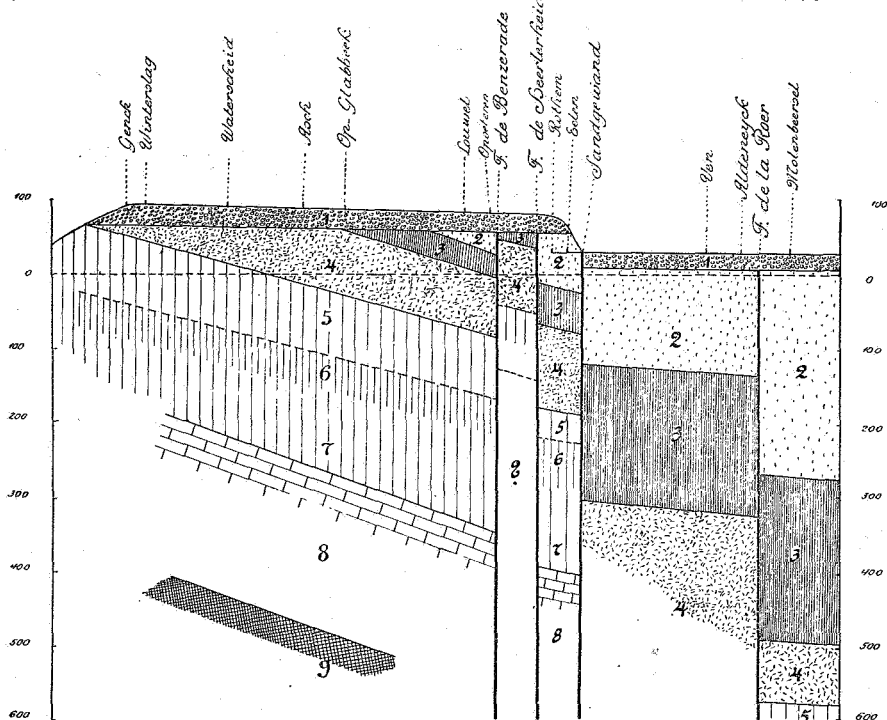


Fig. 2. — COUPE STRATIGRAPHIQUE DE LA CAMPINE ORIENTALE.

Échelles : longueurs, 1 : 320.000; hauteurs, 1 : 10.000.

1. Quaternaire.
2. Scaldisien sous le facies continental.
3. Scaldisien sous le facies marin.
4. Diestien sous le facies continental.
5. Oligocène supérieur marin (comprenant peut-être, à la partie supérieure, le Diestien sous le facies marin).
6. Oligocène moyen (argile rupélienne).
7. Éocène inférieur.
8. Crétacé.
9. Houiller.

Le sondage de Molenbeersel a traversé à — 860 mètres un niveau coquiller à faune oligocène supérieure, et à partir de — 970 mètres, l'argile rupélienne.

Le sondage de Molenbeersel se trouve sensiblement à l'ouest de l'axe de la coupe, ceux de Rothem, Eelen, Ven et Aldeneyck à l'est.

un compartiment resté en saillie au sud de la Fosse centrale des Pays-Bas. Il est séparé de celle-ci, avec intercalation de paliers intermédiaires, par le prolongement des failles connues dans le Limbourg néerlandais : failles de Benzenrade, d'Heerlerheide et Sandgewand.

Sur ce plateau (fig. 2) s'avancent vers l'Est les sables et argiles fluviales de la Campine qui, dans la Campine anversoise, reposent sur le Poederlien, et qui sont le facies continental du Scaldisien: On les suit jusqu'à Ellicum, comme l'ont constaté les sondages de Mourlon (1), et même jusqu'à Opoeteren, à l'angle nord-est du plateau.

Cependant, le long du bord nord-est du plateau de Campine règne un compartiment tectoniquement plus relevé : celui dont le prolongement est, en territoire néerlandais sur la rive droite de la Meuse, compris entre la faille de Benzenrade et la faille de Heerlerheide. Sur ce compartiment plus relevé, le niveau fluviale s'avance moins loin vers le Sud-Est, et n'existe déjà plus à hauteur d'Op-Itter, au moulin de Gruitrode (2); par contre les niveaux inférieurs y sont à une altitude plus élevée qu'au Sud.

Au sud de la zone des sables et argiles de la Campine, et sous les cailloux quaternaires qui recouvrent le plateau, s'étend jusque vers Asch une auréole de sables glauconieux marins qui continuent le Poederlien d'Anvers; ils sont la base, marine, de la série scaldisienne en Campine limbourgeoise comme en Campine anversoise.

Sous ces sables verts, et les débordant vers le Sud, on rencontre un nouveau complexe de dépôts continentaux : des sables blancs ligniteux, reconnus d'abord par Mourlon (3), puis retrouvés dans de nombreux sondages. C'est le facies continental de la série diestienne : ces sables ligniteux sont comparables aux sables blancs à lignite du Limbourg néerlandais qui, dans les sondages des environs de Ruremonde, commencent à s'intercaler dans les dépôts miocènes, c'est-à-dire diestiens.

Série marine diestienne et complexe de sables blancs, peu à peu remplacés latéralement l'un par l'autre, reposent sur le niveau de

(1) M. MOURLON, *Les mers quaternaires en Belgique*. (BULL. DE L'ACAD. ROY. DE BELGIQUE, 3^e s., XXXII, 1896, p. 701.) Ce niveau est appelé, par Mourlon, le Moséen.

(2) Coupe et sondage donnés par M. MOURLON, *Sur les dépôts tertiaires de la Campine limbourgeoise à l'ouest de la Meuse*. (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XII, 1908, Mém., p. 50.)

(3) M. MOURLON, *Sur les dépôts tertiaires*, etc., p. 57. — Mourlon rapportait ce complexe à l'oligocène.

conglomérats qu'on suit, du Bolderberg à Elsloo, en différents sondages (4), et qui marquent le début de la transgression diestienne.

Sous le conglomérat vient une autre série sédimentaire, qui affleure elle-même plus au Sud : celle des sables glauconieux (2) marins à faune de l'Oligocène supérieur, le Boldérien de Dumont (3).

L'étude stratigraphique de la Campine montre donc que les différents horizons du Néogène s'étendent d'autant plus loin vers le Sud et le Sud-Est qu'ils sont plus anciens.

Sur le prolongement du plateau de Campine à l'est de la Meuse, plateau du Limbourg néerlandais méridional, on retrouve encore les sables blancs à lignites de la série diestienne (sables blancs miocènes des géologues néerlandais), mais ce sont les seuls dépôts néogènes qui existent au-dessus de l'Oligocène. Cependant, à Elsloo, au bord de la Meuse, le conglomérat de base de la série est encore recouvert de quelques mètres tout au moins de sables marins glauconifères (4).

Si, du plateau de Campine ou de celui du Limbourg méridional, on passe à la Fosse centrale, on voit l'épaisseur des dépôts devenir plus grande. Leur conservation est plus parfaite aussi ; les différents horizons s'avancent plus loin vers le Sud-Est dans la fosse que sur le plateau.

Déjà, sur le palier compris entre la faille d'Heerlerheide et la Sandgewand, les sables blancs continentaux de la série miocène sont surmontés, en territoire néerlandais, par les sables verts du Scaldisien marin (sondages au sud de Sittard) (5). Et les sables, contenant de l'oolite silicifiée, des sablières de Sittard (6), ne peuvent être que le Scaldisien fluvatile superposé au Scaldisien marin.

(1) F. HALET, *La géologie tertiaire de la Campine anversoise et limbourgeoise. La falaise d'Elsloo et son gravier fossilifère.* (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXX, 1920, p. 84.)

(2) De ces sables verts il peut être difficile de distinguer, dans les sondages où le conglomérat n'a pas été identifié, la partie inférieure, glauconieuse et d'origine marine, du Diestien. La limite exacte des deux dépôts reste donc parfois un peu incertaine dans une coupe analogue à celle de la figure 2.

(3) Le terme Boldérien étant entendu avec la correction indiquée plus haut, c'est-à-dire à l'exclusion du conglomérat fossilifère du Bolderberg, dans lequel les fossiles oligocènes sont remaniés. On verra plus loin que, sous cette réserve, le nom de Boldérien convient parfaitement à tout l'ensemble auquel il est appliqué par Dumont.

(4) F. HALET, *op. cit.*

(5) W.-A.-J.-M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, *Eindverslag*, p. 430.

(6) A. BRIQUET, *Les gisements d'oolite silicifiée de la région de la Meuse.* (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXXV, 1907, p. 204.)

Les sondages de la rive belge, situés sur le même palier (Eelen, Rothem), donnent les mêmes indications.

Plus au Nord, la fosse même est occupée par la série néogène, qui s'y trouve complète et sous une puissance considérable. C'est ce que montrent les sondages faits, en Belgique, aux environs de Maeseyck et à Molenbeersel (1), et, en territoire allemand, à Tüddern, au nord de Sittard. A Molenbeersel, sous le complexe néogène, la faune de l'Oligocène supérieur a été reconnue à la profondeur de 860 mètres au-dessous du niveau de la mer (2).

3. — *Les formations continentales de la Plaine rhénane inférieure.* —

A. *Les dépôts à oolite silicifiée.*

L'ensemble des dépôts continentaux néogènes de la Plaine rhénane inférieure est plus complexe que celui de la Belgique et des Pays-Bas.

Ces dépôts se répartissent en deux groupes, connus respectivement sous les noms d'Oolite silicifiée (ou dépôts à oolite silicifiée) pour le groupe supérieur, et de Formation à lignites pour le groupe inférieur.

Mais ces deux groupes de dépôts continentaux ne répondent pas exactement aux deux séries de sédiments marins scaldisiens et diestiens. Il convient d'examiner les relations réciproques des uns et des autres.

Et d'abord, les dépôts dits à oolite silicifiée.

On y doit distinguer deux parties :

La partie supérieure est incontestablement pliocène et en rapport avec la transgression marine scaldisienne. La partie inférieure est contemporaine encore de la transgression diestienne. La flore est, à ce point de vue, caractéristique.

Cette flore est connue, pour la partie supérieure, par les gisements, situés à la frontière orientale des Pays-Bas, de Reuver, Swalmen et Brunssum et par le gisement, également frontière, de Tegelen, plus récent que les précédents.

(1) X. STAINIER, *La géologie du nord-est du Limbourg d'après les récents sondages.* (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONT. ET D'HYDROL., t. XXI, 1908, P.-V., p. 135.)

(2) G. SCHMITZ et X. STAINIER, *Découverte en Campine de l'Oligocène supérieur marin. La question de l'âge du Boldérien de Dumont.* (ANN. DE LA SOC. GÉOL. DE BELGIQUE, t. XXXVI, 1908-1909, Mém., p. 256.)

Le caractère pliocène de cette flore (plus effacé cependant à Tegelen) s'affirme à la fois par les conditions tempérées du climat sous lequel elle s'est développée, en même temps que par l'aspect exotique de la plupart de ses éléments : espèces aujourd'hui disparues de l'Europe centrale et conservées presque uniquement en Asie orientale et dans le Nord de l'Amérique (1).

Dans les deux premières localités, Reuver et Swalmen, les gisements de végétaux pliocènes sont presque immédiatement superposés aux dépôts de la série marine diestienne. Ceci montre que, dans les Pays-Bas, les dépôts à oolite silicifiée correspondent tout entiers au Scaldisien, comme on l'a établi antérieurement, et la flore qu'ils renferment dès la base confirme bien cette attribution au Pliocène, déduite des considérations stratigraphiques.

Mais dans la Plaine rhénane proprement dite, dans le sud tout au moins, les dépôts à oolite silicifiée ont une partie inférieure plus ancienne, dont la flore montre des affinités miocènes accentuées.

Stoller, qui a étudié cette flore (2), l'aurait volontiers, de son propre aveu, rangée dans le Miocène. S'il lui attribue un âge pliocène (et tout à fait ancien) c'est que — avec Mordziol et d'autres et non d'ailleurs sans raison plausible — il tient pour équivalents des dépôts à oolite silicifiée de la Plaine rhénane inférieure les sables d'Eppelsheim de la Plaine rhénane supérieure. Et, avec tous les géologues de l'école allemande, il considère ceux-ci, et la faune de vertébrés qui les caractérise, comme pliocènes.

Mais ceci même confirme l'ancienneté des dépôts à oolite pour la partie qui renferme la flore d'Altenrath et de Beissel-Grube. La faune

(1) CL. REID and EL. REID, *The pliocene Floras of the dutch-prussian border.* (MEDEDEEL. V. D. RIJKSOPSPORING VAN DELFSTOFFEN, n° 6, 1915, p. 45.) — D'après ces auteurs, la survivance actuelle de la flore tertiaire dans l'Asie orientale et l'Amérique du Nord tient à deux causes. Aucune barrière continue ne s'est opposée dans ces régions — comme l'ont fait dans l'ouest de l'Eurasie les Alpes et la zone aride située plus à l'Est — à la retraite de cette flore vers le Sud, lors de l'approche des froids glaciaires. Et dans ces mêmes régions, l'existence de massifs montagneux a permis à cette flore de résister aux fluctuations thermiques de la période glaciaire par une alternance de montées et de descentes sur le flanc des montagnes. Voir aussi : EL. REID, *Recherches sur quelques graines pliocènes de Pont-de-Gail.* (BULL. DE LA SOC. GÉOL. DE FRANCE, 4^e s., XX, 1920, p. 55.)

(2) G. FLIEGEL und J. STOLLER, *Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen in Niederrheingebiet. II. Floristisches, von J. STOLLER.* (JAHRB. D. K. PREUSS. GEOL. LANDESANSTALT F. 1910, t. XXXI, p. 242.)

d'Eppelsheim, qui en est contemporaine, est, au regard de la paléontologie de langue française, une faune miocène (Pontien ou Miocène supérieur) : un dépôt qu'elle caractérise ne peut être l'équivalent que de la série marine miocène ou série diestienne, tout au moins de la partie supérieure de celle-ci.

Dès cette époque miocène, l'oolite silicifiée et les débris jurassiques se trouvaient mélangés aux alluvions qu'amenaient vers la mer diestienne les fleuves descendus de la région continentale. Cela ne saurait surprendre, la destruction du manteau jurassique des Vosges ayant commencé pendant l'Oligocène (1).

Ainsi les dépôts à oolite silicifiée se répartissent entre les deux séries sédimentaires scaldisienne et diestienne. C'est, par suite, en plein milieu de ces dépôts à oolite que doit être placée la base de la série scaldisienne transgressive.

Il y a là quelque chose d'analogue à ce qui s'observe pour les dépôts marins. Pour ceux-ci, sous la série scaldisienne se sont conservés localement — aux environs d'Anvers — les plus récents des terrains diestiens marins (le Diestien au sens restreint). De même, sous les formations continentales de la série scaldisienne se sont conservés, mais seulement dans le sud de la Plaine rhénane, les plus récentes des formations continentales correspondant au Diestien, formations dans lesquelles l'oolite faisait déjà son apparition.

Les deux termes qu'il convient de distinguer dans les dépôts à oolite de la Plaine rhénane inférieure ont leurs équivalents dans la Plaine rhénane supérieure, parmi les dépôts fluviatiles ou lacustres effectués à des stades divers d'affaissement de la fosse rhénane.

Les sables d'Eppelsheim à *Dinotherium*, qui contiennent de l'oolite silicifiée, représentent, on l'a vu, la partie inférieure, miocène, des dépôts à oolite du Rhin inférieur.

A la partie supérieure correspondent les sables et argiles à lignite du sous-sol de Francfort, dont la flore, dite flore de Klärbecken (2), offre dans sa composition les caractères de la flore des gisements pliocènes néerlandais.

(1) P. KESSLER, *Die tertiäre Kustenkonglomerate in der mittelhheinische Tiefebene mit besondere Berücksichtigung der elsässischer Vorkommen*. (MITT. D. GEOL. LANDESANSTALT V. ELSSASS-LOTHRINGEN, t. VII, 1914, p. 265.)

(2) H. ENGELHARDT und F. KINKELIN, *Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermainales, insbesondere des Frankfurter Klärbeckens*. (ABH. D. SENCKENB. NATURF. GES., t. XXIX, 1914, p. 180.)

4. — *Les formations continentales de la Plaine rhénane inférieure.* —
B. *La Formation à lignites.*

Tout comme les dépôts à oolite silicifiée, la Formation à lignites est un ensemble qui comprend les dépôts de plusieurs époques.

La partie supérieure, connue sous le nom de Sables quartzeux supérieurs, et qui contient des amas lenticulaires de lignites, correspond aux dépôts de la transgression marine diestienne : les sondages des environs de Ruremonde ont constaté la transition de l'un à l'autre facies. Les Sables quartzeux supérieurs forment, dans la Plaine rhénane inférieure, la partie la plus basse de la série continentale diestienne, dont les couches à oolite silicifiée de Beisselgrube constituent la partie la plus élevée.

Ces sables quartzeux (sables blancs miocènes des géologues néerlandais) ont à leur base, en Allemagne comme dans les Pays-Bas, les conglomérats très caractéristiques de galets de silex bleus.

Cette section supérieure — et qui se rattache au Diestien — de la Formation à lignites rhénane doit être distinguée nettement de la partie moyenne, sous-jacente : celle-ci, désignée sous le nom de Niveau principal à lignites, est caractérisée par la présence de nombreuses et puissantes couches de lignites autochtones. Cette partie moyenne est le terme le plus élevé d'une tout autre série sédimentaire.

Le Niveau principal à lignites passe peu à peu, vers le bas, aux sables marins de l'Oligocène supérieur, là où ceux-ci existent (Limbourg néerlandais, et partie de la Plaine rhénane allemande). Ailleurs (sud-est de la Plaine), il se relie à un troisième terme, inférieur, de la Formation à lignites, terme constitué par des dépôts fluviatiles à cailloux : ces dépôts à cailloux sont d'ailleurs l'équivalent de l'Oligocène supérieur marin et s'y rattachent latéralement vers le Nord (1).

Les dépôts fluviatiles, partie inférieure de la Formation à lignites, sont, sur le versant nord du Siebengebirge, appelés les Couches supérieures (2) (aux dépôts volcaniques), et Couches de Vallendar plus au sud, dans le massif schisteux rhénan.

(1) W. WUNSTORF und G. FLIEGEL, *Die Geologie der niederrheinischen Tieflandes* (ABH. D. K. PREUSS. GEOL. LANDESANSTALT, N. F., H. 67, pp. 84 et 98.)

(2) « Hangende Schichten ».

Ainsi, la partie moyenne et inférieure de la Formation à lignites se présente, par ses relations stratigraphiques, comme un ensemble tout à fait distinct de la partie supérieure de cette même Formation.

C'est ce que confirment la flore et la faune de Rott (Couches supérieures du Siebengebirge) : flore et faune indiquent, pour les parties moyenne et inférieure de la Formation à lignites rhénane, un âge oligocène supérieur qui interdit de les rapprocher de la partie supérieure de la Formation, les Sables quartzeux contemporains de la transgression marine diestienne.

La partie inférieure et moyenne de la Formation à lignites constitue donc avec l'Oligocène supérieur marin une série sédimentaire unique, en partie marine à la base, fluvio-lacustre au sommet.

C'est à la série sédimentaire, ainsi composée de l'Oligocène supérieur marin, et de la partie inférieure et moyenne de la Formation à lignites que s'applique parfaitement le nom de Boldérien tel que l'a créé Dumont (1).

Il est d'ailleurs possible que cette série sédimentaire empiète en partie par l'âge sur l'époque miocène inférieure (la transgression diestienne ne commence au plus tôt qu'au Miocène moyen). Elle reste malgré cela une unité stratigraphique, la plus ancienne des trois séries sédimentaires qui se superposent dans la Plaine rhénane inférieure, et qui correspondent respectivement, plus loin vers le Nord-Ouest, aux séries marines de l'Oligocène supérieur (Boldérien), du Miocène (Diestien) et du Pliocène (Scaldisien).

5. — *Autres formations continentales néogènes.*

Des dépôts continentaux, analogues à ceux de la série oligocène supérieure ou boldérienne de la Plaine rhénane, existent en Haute-Belgique. Ce sont les dépôts dits à cailloux blancs, et les argiles d'Andenne à flore oligocène supérieure qui leur sont associées.

(1) Le nom de Boldérien est appliqué par Dumont à deux sortes de dépôts : un sous-étage inférieur marin, qui est l'Oligocène supérieur marin des auteurs actuels, et un sous-étage supérieur nymphéen, les lignites du Rhin. Ce nom convient donc bien à la série sédimentaire qui comprend l'Oligocène supérieur marin et la plus grande partie des lignites du Rhin. Ici encore se manifeste le coup d'œil génial — pour employer l'expression même de deux géologues de haute compétence (G. SCHMITZ et X. STAINIER, *op. cit.*, p. 253) — dont Dumont a donné la preuve lorsqu'il a établi la classification des terrains tertiaires de la Belgique.

Mais une partie des dépôts à cailloux blancs peut être l'équivalent des séries sédimentaires plus récentes : ils contiennent parfois l'oolite silicifiée (environs de Givet, et, plus au Sud, crêtes jurassiques du nord du bassin de Paris : Montjoie près de Raucourt) (1).

Peut-être aussi certaines terrasses élevées qu'ils constituent le long de la Meuse, en amont et en aval de Liège, devraient-elles être rattachées au Quaternaire; les cailloux blancs y seraient les débris remaniés de formations plus anciennes (2).

Sur tout le continent qui séparait la mer du Nord de l'Europe de celle du Sud, il se formait également des dépôts.

Certains d'entre eux doivent être rapprochés du Boldérien.

Ce sont, dans le bassin de la Loire, les sables de l'Orléanais, à faune d'âge miocène inférieur, burdigalien : ils peuvent correspondre, en effet, à la partie inférieure des lignites du Rhin, puisque celle-ci semble déborder de l'Oligocène supérieur sur le Miocène inférieur.

D'autres dépôts continentaux se rapportent au Diestien.

Dans le bassin de la Loire, ce sont les sables de la Sologne et ceux du Bourbonnais qui font, au moins en partie, l'équivalent fluviatile des faluns de Touraine.

Ce sont aussi certaines alluvions fluviatiles du Miocène supérieur.

Jusqu'à la fin des temps miocènes, l'érosion s'était poursuivie sur le continent, qu'elle transformait sur de vastes étendues en pénéplaine. Peu avant le début, ou au début même des phénomènes volcaniques dans le Massif central, — si l'on fait exception des très anciennes éruptions oligocènes de la Limagne, — les rivières de ce continent renferment dans leurs alluvions les débris de la faune du Miocène supérieur (Pontien) : Puy-Courny, près d'Aurillac; Aubignas, dans les Coirons. C'est dans le lit de ces rivières que s'épanchent les premières coulées de lave, contemporaines des grandes dislocations de la fin du Miocène.

Enfin on rencontre, sur le continent européen, comme sur son rivage méditerranéen, des dépôts qui se relient chronologiquement à la série scaldisienne : entre celle-ci et ceux-là, il existe de frappantes ressemblances. Et tout d'abord, similitude d'origine.

(1) A. BRIQUET, *La pénéplaine du Nord de la France*. (ANN. DE GÉOGRAPHIE, t. XVII, 1908, p. 216 note 2.)

(2) A. BRIQUET, *Les gisements d'oolite, etc*, p. 203.

Les dislocations de la fin du Miocène sont le contre-coup des dislocations alpines, qui atteignent alors leur paroxysme. Accompagnées ou suivies d'effondrements dans les domaines atlantique et méditerranéen, elles transforment le continent miocène dont il a été parlé plus haut, et elles en font, dans l'Ouest de l'Europe, et tout au moins par les grands traits, le continent actuel.

Alors commence une nouvelle période de sédimentation.

Sur les parties marginales déprimées du continent, la mer pliocène laisse ses dépôts, par exemple dans la région du Rhône et dans le Roussillon.

Dans les zones affaissées de l'intérieur que la mer ne peut atteindre, le comblement est effectué par des dépôts lacustres ou fluviaux dont la surface s'établit en relation avec le niveau de base de l'érosion pliocène. Telle est la cuvette de la Saône, tels sont les bassins intra-pennins du type du Val d'Arno.

Les uns et les autres, ces dépôts de comblement de zones affaissées et submergées sont donc comparables aux dépôts marins et fluviaux qui, plus au nord, s'accumulent dans la zone d'affaissement du Rhin inférieur et des Pays-Bas.

Le rapprochement trouve une confirmation dans l'examen de la flore et de la faune continentales des deux séries de dépôts.

La flore des dépôts fluvio-lacustres de la cuvette de la Saône, à Meximieux, flore étudiée par de Saporta ⁽¹⁾, présente exactement les caractères de la flore de Reuver dans les Pays-Bas : indication d'un climat tempéré, et même composition exotique de l'association végétale.

La faune des deux régions est également identique.

Le long de la Saône, c'est la faune de mammifères de Montpellier (ou du Pliocène inférieur marin, Plaisancien et Astien, des dépressions du bord de la Méditerranée) qui caractérise la partie inférieure des dépôts, les marnes de Bresse. La faune du Val d'Arno (ou du Pliocène supérieur, Calabrien) est dans la partie la plus récente, les sables de Chagny.

Or, dans le bassin anglais-belge-néerlandais, la série scaldisienne présente les mêmes relations fauniques.

(¹) G. DE SAPORTA, *Sur les caractères de la végétation pliocène, à propos des découvertes de M. J. Rames dans le Cantal.* (BULL. DE LA SOC. GÉOL. DE FRANCE, 3^e sér., t. I, 1873, p. 217.)

La faune de Montpellier est à la base de la série, mélangée à la couche de nodules qui se trouve sous le Crag rouge de Suffolk (1).

La faune plus récente du Val d'Arno se trouve dans le Crag de Norwich, partie supérieure de la série marine, et aussi dans la partie la plus élevée de la série fluviatile des Pays-Bas, à Tegelen. Un élément caractéristique de la faune du Pliocène supérieure, *Cervus pardinensis*, a été déterminé par Depéret dans les ossements provenant de la partie supérieure du Poederlien marin à Anvers (2).

Les formations volcaniques du Massif central sont aussi, en partie, des dépôts de l'âge du Scaldisien et qui peuvent servir à la comparaison entre la région du nord et le domaine méditerranéen.

Le volcanisme a débuté — exception faite de la Limagne — au Miocène supérieur. Le Cantal et le Mont Dore étaient alors en pleine éruption : la partie inférieure des cinérites andésitiques, qui constituent la grande masse de ces anciens volcans, contient encore à Joursac la flore miocène et la faune pontienne.

Mais les éruptions se poursuivent pendant le Pliocène. Les parties moyenne et supérieure des cinérites sont, à leur tour, caractérisées par une flore pliocène, et celle-ci est du même type que celles de Reuver et de Meximieux (3). A Pont de Gail, une flore, presque exactement contemporaine de celle de Reuver, au témoignage d'El. Reid (4), est associée à la faune de mollusques du Plaisancien fluviatile, ou marnes d'Hauterive, du bassin du Rhône : trait d'union nouveau entre les Pays-Bas et la Méditerranée.

La fin des grandes éruptions du Massif central est marquée par le dépôt des alluvions de Perrier et des sables à Mastodontes du Velay, dans lesquels sont présentes toutes les roches volcaniques de la région. Or, ces dépôts d'alluvions contiennent la faune pliocène de caractère

(1) Cependant *Mastodon arvernensis* est cité comme provenant aussi de la couche de nodules qui, à Sutton, est à la base du Crag corallin : CL. REID, *The pliocene deposits of Britain*. (MEM. OF THE GEOL. SURVEY OF THE UNITED KINGDOM, 1890, p. 41.) Le Crag corallin est plus ancien que le Crag rouge et il semble, par ses caractères stratigraphiques et la comparaison avec les dépôts belges, appartenir encore à la série de transgression diestienne, quoique à l'extrême terminaison de celle-ci.

(2) CH. DEPÉRET, *Sur l'existence d'une faune de mammifères du Pliocène supérieur dans le Scaldisien supérieur ou Poederlien d'Anvers*. (BULL. DE LA SOC. GÉOL. DE FRANCE, 4^e sér., t. XII, 1912, p. 817.)

(3) G. DE SAPORTA, *loc. cit.*

(4) EL. REID, *Recherches sur quelques graines*, p. 52.

récent, qui est celle du Val d'Arno en Italie et de Tegelen dans les Pays-Bas.

Ainsi s'affirme, à travers le continent de l'Europe occidentale, le parallélisme de la série scaldisienne des rives de la mer du Nord et de la série pliocène marine ou continentale de la région méditerranéenne.

Il peut être intéressant, à propos des formations volcaniques du Massif central auxquelles il a été fait allusion, d'insister sur les relations chronologiques qui, du Sud au Nord de l'Europe occidentale, relie les phases d'éruption des principaux massifs volcaniques entre elles et avec les phases de sédimentation et de dislocation.

Une première phase volcanique caractérise la fin de l'Oligocène, aussi bien en Limagne, où c'est la date des plus anciennes éruptions du Massif central, que dans la Plaine rhénane supérieure : Kaiserstuhl, et dans la Plaine rhénane inférieure : Siebengebirge. C'est une analogie qui s'ajoute à toutes celles qu'on peut remarquer entre les deux fosses affaissées : Limagne et Plaine du Rhin supérieure.

Une autre phase d'éruptions se place vers la fin du Miocène et le début du Pliocène, provoquée sans doute par les dislocations alpines. Alors s'édifient les grands volcans du Cantal et du Mont Dore, et ceux du nord-est de la Plaine rhénane supérieure, comme le Vogelsberg. A la même époque ont lieu les éruptions de phonolite et de basalte de la Hegau, également dans une fosse effondrée au nord du Jura tabulaire.

Enfin, en Auvergne comme dans le Massif rhénan, une troisième phase volcanique importante date du Quaternaire récent.

Après le Pliocène, le creusement des vallées se poursuit, avec formation de terrasses d'alluvions qui correspondent aux stades d'abaissement du niveau marin par rapport à celui du continent.

Mais l'affaissement persiste dans les zones qu'il a caractérisées antérieurement. Les dépôts quaternaires se superposent aux dépôts pliocènes dans les Pays-Bas et la partie voisine de la Plaine rhénane inférieure, comme aussi dans certaines parties de la Plaine rhénane supérieure.
