

## CHAPITRE XVI

# LE NÉOGÈNE

par R. TAVERNIER

---

Sous le terme de Néogène, introduit par HOERNER en 1853, on groupe actuellement les systèmes miocène et pliocène.

Le Néogène est caractérisé par un refroidissement progressif du climat. Pendant le Miocène, le climat reste encore chaud, mais se refroidit graduellement jusqu'à la fin du Pliocène, qui coïncide avec le début de la première phase glaciaire. Vraisemblablement, la succession de transgressions et régressions mineures qui marque la fin de la période pliocène est en relation avec les fluctuations du climat.

Pendant la période néogène s'opère un accroissement considérable, dans la flore et dans la faune, des types actuels. Pendant le Miocène la flore, d'une grande richesse, accuse encore un climat doux et humide. On y trouve e. a. encore des palmiers et des camphriers, avec des peupliers, des platanes, des bouleaux, des chênes verts, etc. Palmiers et camphriers reculent vers le sud pendant le Pliocène.

Les nummulites ont disparu au Néogène. Par contre les lamellibranches et les gastéropodes prennent une extension toujours croissante.

C'est également pendant le Néogène qu'apparaissent les proboscidiens (*Mastodon*) et les équidés (*Hipparion*), tandis que les cétacés deviennent très nombreux.

Le Néogène de la Belgique est constitué en majeure partie de sédiments marins du bassin de la Mer du Nord avec localement, à l'est du pays, des horizons continentaux. En outre les dépôts continentaux connus sous le nom d'« Argile d'Andenne », ont parfois été considérés comme néogènes.

Pendant de longues années, la stratigraphie du Néogène marin de la Belgique a été considérée comme bien établie, et la corrélation avec les dépôts néogènes de la Mer du Nord, de l'Angleterre et de l'Allemagne septentrionale paraissait satisfaisante. Des recherches effectuées pendant les dernières années, tant en Belgique (M. GLIBERT, J. DE HEINZELIN) qu'à l'étranger (J. VAN VOORTHUYSEN, R. LAGAAY, D. WIRTZ, etc.) ne semblent pas confirmer les opinions classiques et ont fait apparaître des divergences d'opinion très prononcées.

## I. — LE SYSTÈME MIOCÈNE

### A. — Miocène inférieur

La première transgression marine néogène de la Mer du Nord correspond soit au Burdigalien (F. KAUTSKY), soit à l'Aquitaniien (D. WIRTZ, K. GRIPP) du bassin méditerranéen.

On en connaît des dépôts au Jutland, Schleswig-Holstein, dans l'ouest du Mecklembourg et le long du cours inférieur de l'Elbe. Ce sont généralement des sables argileux, fossilifères, parfois durcis, pouvant atteindre une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ils ont été désignés en Allemagne sous le nom de « Vierländer Stufe ». Au Danemark, on appelle « Holsteiner Gestein » des grès coquilliers provenant de cette formation, et qui ont été disséminés en très grand nombre par les glaciers.

La faune de la « Vierländer Stufe » présente encore de très nettes affinités oligocènes, mais des formes caractéristiques tels que « *Nassa meyni* » et « *Aquilofusus pereger* » prouvent l'âge miocène inférieur de cette formation.

Vraisemblablement la mer du Miocène inférieur communiquait avec l'Océan Atlantique au nord de l'Écosse. L'étude de la faune prouve non seulement que certaines espèces du bassin de Bordeaux sont arrivées dans la Mer du Nord, mais on connaît en outre, au fond de cette mer, au nord est d'Orkney, des dépôts qui, par leur faune, semblent appartenir au Miocène inférieur.

Au-dessus des dépôts marins de la « Vierländer Stufe », on trouve des sédiments ordinairement sableux et dépourvus de fossiles, décrits sous le nom de « Untere Braunkohle Sande ». Des bancs argileux et quelques couches de lignite s'y intercalent. Ces sables ligniteux sont généralement considérés comme des dépôts fluviatiles. Toutefois, d'après des recherches pétrologiques de W. E. SIMON, seule la partie inférieure de ces dépôts serait d'origine continentale ; la partie moyenne serait une formation estuarienne tandis que le sommet présenterait déjà des caractères marins.

On ne connaît pas en Belgique de sédiments marins qui seraient l'équivalent de ce Miocène inférieur. On a attribué au Miocène inférieur (Aquitaniien) des amas de sable fluviatiles avec lentilles argileuses, parfois ligniteuses, que l'on trouve dans des poches de dissolution des calcaires paléozoïques de l'Entre-Sambre-et-Meuse et du Condroz, et qui sont connus sous le nom « d'argile d'Andenne ». D'après leur flore, étudiée e. a. par A. GILKINET, ces dépôts fluvio-lacustres pourraient être d'âge aquitaniien. On trouve une vingtaine d'espèces d'arbres ou de plantes herbacées de climat chaud, comprenant des conifères (*Sequoia*, *Taxodium*), des aulnes (*Carpolites*), des peupliers, érables, etc. Toutefois leur âge n'est pas déterminé avec précision ; il est possible qu'elles soient contemporaines de l'Oligocène supérieur. Dans une étude récente sur les gisements et la formation de terres plastiques et réfractaires d'Andenne et du Condroz, M. L. CALEMBERT a mis en évidence que certaines argiles provenaient de l'altération sur place des schistes paléozoïques, tandis que d'autres, spécialement celles qui occupent les grandes poches de dissolution, sont d'ori-

gine sédimentaire. L'analyse des minéraux lourds confirme cette interprétation. En effet, les argiles formées par altération sont caractérisées par la prédominance des minéraux ubiquistes comme la tourmaline, le zircon, le rutile (association dite banale), tandis que dans les argiles sédimentaires les minéraux paramétamorphiques (comme la staurotide et l'andalousite) deviennent quantitativement importants (association B-Limbourg).

## B. — Miocène moyen

Le Miocène moyen débute par une importante transgression de la Mer du Nord néogène, qui a atteint le nord est du territoire belge. Cette transgression correspond vraisemblablement au Vindobonien inférieur (Helvétien) des régions méditerranéennes.

En Allemagne, les sédiments déposés par cette mer sont connus sous le nom de « Hemmoorer Stufe ». Ce sont généralement des sables plus ou moins argileux, très fossilifères, faisant localement place à une argile très compacte, peu fossilifère, dénommée « Hamburger ». F. KAUTZKY, qui a étudié la faune malacologique de l'« Hemmoorer Stufe », a montré que sur 311 espèces de mollusques, 129 sont communes avec l'Helvétien de la Touraine ; 29 espèces cantonnées jusqu'alors dans le bassin de la Mer du Nord se répandirent jusqu'aux environs de Bordeaux tandis que, simultanément, d'autres coquilles, connues dans le bassin de l'Aquitaine dès le Burdigalien, apparaissent dans la Mer du Nord.

L'étude paléontologique montre donc nettement l'existence d'une communication directe par le sud entre la Mer du Nord et l'Océan Atlantique. On admet généralement que cette communication était réalisée par la Manche et le Pas-de-Calais et que c'est par cette manche miocène que serait venue la transgression « falunienne » du Cotentin. Signalons toutefois que D. STAMP, dès 1927, a émis l'hypothèse que la communication entre la Mer du Nord et l'Océan Atlantique se faisait à partir de l'embouchure de la Tamise par le canal de Bristol.

## I. — BOLDÉRIEN

En Belgique, les dépôts correspondant au Vindobonien inférieur (Helvétien) et équivalent à la « Hemmoorer Stufe » de l'Allemagne, sont connus sous le nom de Boldérien.

D'après la légende générale de la carte géologique détaillée du Royaume, le Boldérien est composé de :

Bd : sables glauconifères, sables blanchâtres et jaunâtres, et sables ligniteux (plateau de Genk).

A la base, gravier fossilifère à *Lamma cattica* et à éléments oligocènes remaniés (gravier d'Elsloo).

Le terme de Boldérien a été introduit par A. DUMONT en 1848 pour dénommer :

1. Des dépôts marins, constitués de sables glauconifères qui passent graduellement à des sables blancs fossilifères, décrits comme « sables blancs du Bolderberg ».

2. Des dépôts fluviatiles, constitués de sables ligniteux, qui se rencontrent dans le sous-sol de la Campine.

En 1861, P. H. NYST souligne la grande analogie qui existe entre la faune des sables blancs du Bolderberg avec celle des « sables noirs d'Edegem ».

Dans son « Prodrôme d'une description géologique de la Belgique », G. DEWALQUE, en 1868, signale que les fossiles du Bolderberg ne proviennent pas des sables blancs, mais sont localisés uniquement dans le gravier qui les surmontent. D'après lui, ce gravier formerait la base du Diestien. Par contre d'après M. MOURLON (1873) le gravier du Bolderberg serait caractérisé par « *Oliva Dufresni* » et appartiendrait au Boldérien.

En 1876, J. GOSSELET décrit l'existence d'un dédoublement du gravier du Bolderberg, avec localement intercalation d'un à deux mètres de sables blancs qu'il appelle « le sable intermédiaire ». D'après lui, les fossiles seraient moins roulés et plus nombreux dans le gravier inférieur. Il considère les sables blancs du Bolderberg comme un dépôt dunal du Pliocène inférieur et du même âge que les sables d'Edegem.

Par contre, A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK (1878) et C. UBAGHS (1879) estiment que les sables blancs du Bolderberg représentent une phase d'émersion du Rupélien ; ils les interprètent comme un faciès dunal, formé en bordure de la mer rupélienne. Cette interprétation est rejetée par P. COGELS et O. VAN ERTBORN (1881) qui signalent l'existence au Pellenberg, d'un gravier entre le Rupélien et le Boldérien.

Déjà en 1873, J. ORTLIEB et G. DOLLFUSS, se basant en partie sur l'étude de P. N. NYST, considéraient les sables blancs du Bolderberg comme d'âge miocène et contemporains des sables d'Edegem.

Par après cette interprétation fut acceptée par P. COGELS, J. GOSSELET, E. VAN DEN BROECK, A. RUTOT, L. DELVAUX et fut finalement admise par la « Commission géologique de Belgique » (1891). Aussi sur la Carte Géologique détaillée du Royaume les sables blancs du Bolderberg et les sables d'Edegem sont représentés par la même teinte.

Néanmoins, tous les géologues n'acceptaient pas cette interprétation, surtout G. DEWALQUE qui défendit à plusieurs reprises avec beaucoup d'acharnement l'âge oligocène du Boldérien. A. VAN KOENEN (1910) et G. VELGE (1896 et 1909) critiquèrent également l'interprétation admise par la commission géologique de Belgique.

En 1909, G. SCHMITZ et X. STAINIER assimilent les sables blancs du Boldérien au Chattien. Cette interprétation fut basée sur l'étude des sondages houillers de Lambroek, Lille et Zolder, où ils trouvèrent, au-dessus du Rupélien, des dépôts sableux avec faune chattienne. Cette interprétation fut alors généralement admise, e. a. par F. HALET qui décrit l'existence, à Elsloo, de deux niveaux de graviers au-dessus du Rupélien. Lors de la description des formations néogènes des sondages de Vorst, Zwartberg et Waterschei, V. VAN STRAELLEN en 1923 signale l'existence de dépôts ligniteux, qui rappellent les lignites du Rhin.

L'étude détaillée de F. HALET, d'abord en 1923 et ensuite en 1937, amena cet auteur à conclure que le gravier fossilifère d'Elsloo présente des caractères différents de celui

que l'on trouve au sommet des sables blancs, mais correspond par contre lithologiquement et paléontologiquement au gravier que l'on trouve à la base des sables glauconifères. Cette interprétation fut d'ailleurs confirmée par les études ichtyologiques de M. LERICHE. Il en résulte que l'âge chattien des sables blancs du Boldérien, proposé par G. SCHMITZ et X. STAINIER, ne peut être maintenu ; à la suite de F. HALET on leur attribue un âge miocène.

En 1938, dans une note sur le cordon littoral du Bolderberg, R. TAVERNIER conclut qu'au point de vue stratigraphique, il n'existe qu'un seul cordon littoral au Bolderberg, qui est l'équivalent de celui de Waanrode. Ce cordon forme incontestablement la base du Diestien. C'est à tort que l'on a considéré comme base de cet étage le sable graveleux, dit « gravier supérieur » ; celui-ci ne constitue qu'un facies plus grossier du Diestien. Il s'ensuit que les fossiles silicifiés, que l'on rencontre localement dans le gravier de base du Diestien sont manifestement remaniés de formations plus anciennes.

M. GLIBERT, dans deux mémoires importants, publiés respectivement en 1945 et en 1952, sur la faune malacologique du Miocène de Belgique, conclut que la faune du niveau fossilifère du Bolderberg se rattache à l'Helvétien inférieur. Il rattache également à l'Helvétien la faune de l'Horizon de Houthaelen, qui fut rencontré lors du creusement des puits du Charbonnage de Houthaelen, en Campine limbourgeoise. L'auteur publie aussi une coupe des terrains cénozoïques rencontrés. L'horizon de Houthaelen a une faune intermédiaire entre celle de l'Anversien et celle du Boldérien, et présente beaucoup d'analogie avec la faune de « Hemmoor ».

Le gravier d'Elsloo, qui forme la base du Boldérien marin, constitue un niveau de repère très important. Il est fossilifère et contient de nombreux éléments remaniés de l'Oligocène ; on y trouve également quantité de rognons de phosphorites avec empreintes. Grâce aux sondages houillers, son allure dans le sous-sol de la Campine est assez bien connue. Cette allure est représentée sur la carte schématique ci-jointe (fig. 1). Le cordon repose tantôt sur l'Oligocène supérieur (Chattien), par exemple à Houthealen et à Opoeteren, tantôt sur un facies sableux de l'Oligocène moyen (Rupélien), par exemple au Bolderberg et au Pellenberg.

Au-dessus du gravier d'Elsloo, le Boldérien est constitué sur quelques mètres d'épaisseur par des sables généralement assez fins, glauconifères, qui, dans les sondages houillers de la Campine, se sont avérés très fossilifères. L'importante faune malacologique récoltée lors du creusement des puits du Charbonnage de Houthaelen, étudiée par M. GLIBERT, fut attribuée à l'Helvétien moyen par cet auteur.

Aux environs du Bolderberg, les sondages de reconnaissance effectués en vue du creusement du canal Albert ont montré que le gravier d'Elsloo y est également surmonté par des sables glauconifères, ayant fourni quelques fossiles e. a. de gros moulages internes de cyprines. Au Bolderberg même, ces sables glauconifères passent graduellement vers le haut à des sables blancs qui sont couronnés par un gravier contenant de nombreux fossiles silicifiés. D'après M. GLIBERT la faune du niveau du Bolderberg se rattache à l'Helvétien inférieur. Plus à l'ouest, notamment à Waanrode, E. VAN DEN BROECK a découvert une faune

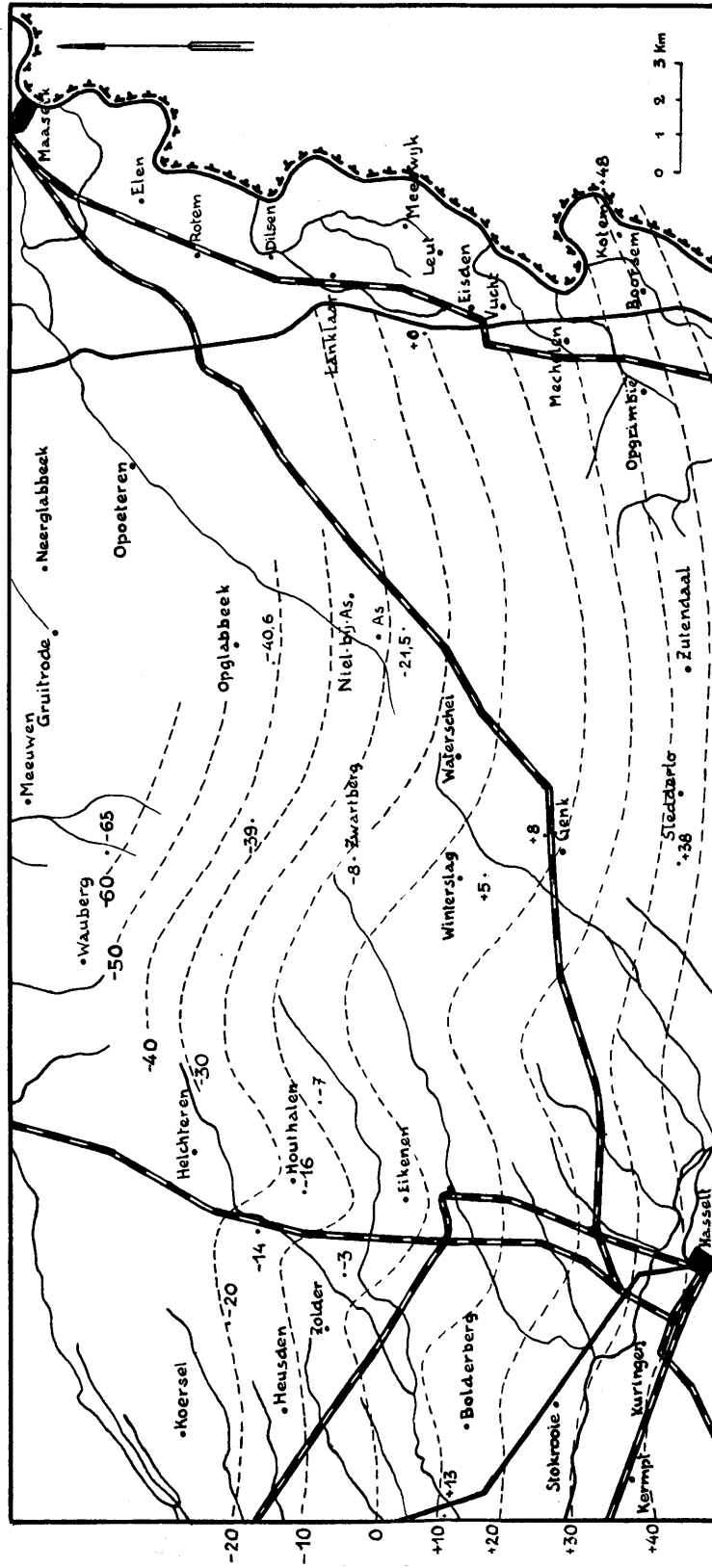


Fig. 1. — Allure du gravier d'Eisloo, base du Bolderien marin, en Campine.

dans les sables glauconifères du Boldérien. Malheureusement les matériaux recueillis sont dans un état de conservation déplorable et ne se prêtent pas à une étude paléontologique poussée.

Il résulte de ces observations que partout dans le nord est de la Belgique le Boldérien marin est représenté par des sables glauconifères, souvent fossilifères, qui reposent sur un gravier de base, dit « gravier d'Elsloo ». Par leur faune, ces sables sont indiscutablement d'âge miocène moyen, Helvétien, et présentent une très grande analogie avec la faune de « Hemmoor ».

Ces dépôts marins sont recouverts par des dépôts fluviatiles, constitués de sables blancs, parfois très ligniteux, atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sous le plateau de la Campine. Leur épaisseur augmente vers le nord est et peut atteindre 80 m ; vers l'ouest ils disparaissent. On y trouve, aux environs d'As en Campine, trois couches de lignite, d'une épaisseur moyenne de 2 m. On y trouve également, interstratifié dans les sables, de minces bandes de galets de silex bleutés. Ces dépôts sont aussi connus dans le Limbourg néerlandais, où ils ont souvent été considérés comme oligocène supérieur. Ils se rattachent vraisemblablement aux lignites du Rhin et aux « Obere Braunkohlensande » de l'Allemagne septentrionale.

Au point de vue pétrologique, le Boldérien marin est caractérisé par une association nordique, voisine du groupe A de EDELMAN et DOEGLAS. Cette association passe graduellement vers le nord à une association caractérisée par des minéraux paramétamorphiques (B-Limbourg). Il faut cependant remarquer que l'association A du Boldérien marin se maintient encore sur plusieurs mètres dans le sable non glauconifère. Cette persistance de l'association marine dans le sable blanc non glauconifère prouve que tout au moins la partie inférieure du Boldérien continental n'est pas une formation fluviatile, mais plutôt un dépôt d'estuaire où se faisait encore un apport de matériel marin. Dans la masse des sables blancs et des sables ligniteux on trouve, outre l'association B-Limbourg déjà signalée, une association qui, à côté des minéraux caractéristiques de la première, contient encore de nombreux grenats. Cette association à grenats a été retrouvée au Limbourg néerlandais (M. MULLER) et en Allemagne (W. KAHMANN).

## 2. — ANVERSIEN

La légende générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique classe l'Anversien dans le Miocène supérieur ; elle mentionne pour cet étage :

An: Sables noirs, glauconieux, à *Axinea (Pectunculus) pilosa*, sables noirs, glauconieux, parfois argileux, à *Glycimeris gentilis (Panoepa Menardi)*. Lits à dauphins.

A la base, gravier de silex et de *septaria* roulés.

Le terme « Anversien » fut introduit en 1879 par P. COGELS. Avant cette date, les dépôts anversiens, dénommés à la suite de P. H. NYST (1844) « les sables noirs d'Edegem et de la porte d'Hérenthals », furent considérés comme le terme inférieur du Crag d'Anvers.

Ch. LYELL (1852) et Ch. DEWAELE (1853) attribuèrent un âge pliocène à l'ensemble du Crag d'Anvers.

Les travaux exécutés pour l'agrandissement du port ont permis l'étude détaillée des dépôts du Crag d'Anvers ; on distingua dans « les sables noirs » une zone supérieure à « *Pectunculus pilosus* » et une zone inférieure à *Panopea Menardi* ». P. H. NYST (1844), R. GODWIN-AUSTIN (1866), G. DEWALQUE (1874), P. COGELS et O. VAN ERTBORN (1880) considèrent les sables noirs comme Pliocène Diestien. Par contre A. VON KOENEN (1884), M. MOURLON (1873 et 1875), J. ORTLIEB et G. DOLLFUS (1873) admettent bien l'âge diestien des sables noirs d'Edegem, mais placent le Diestien dans le Miocène. L'âge miocène de ces dépôts est également accepté par P. COGELS qui les décrit d'abord sous le nom de « sables noirs d'Anvers » et ensuite (dans une publication de O. VAN ERTBORN) propose le terme Anversien. Cette interprétation est partagée par M. QUEVA (1882), G. VINCENT (1884, 1887) et E. VAN DEN BROECK (1884). Ce dernier auteur considère les sables noirs d'Anvers comme miocènes et synchroniques du Boldérien.

Cette interprétation fut également admise par la « Commission géologique de Belgique » en 1891 et, sur la Carte Géologique détaillée du royaume, les sables noirs d'Anvers sont indiqués comme Boldérien.

L'âge miocène de l'Anversien fut contesté par G. HASSE (1909), qui assimila les sables noirs d'Anvers au Pliocène.

En 1920, M. LERICHE, se basant sur l'étude des faunes ichtyologiques, attribue à l'Anversien un âge miocène supérieur et au Boldérien un âge miocène moyen. Par après les travaux de F. HALET (1935, 1937) fournissent des précisions sur l'extension et la puissance des dépôts anversiens aux environs d'Anvers, donc il admet également l'âge miocène supérieur.

En 1943, R. TAVERNIER, se basant sur des déterminations paléontologiques de K. GRIPP, considérait l'Anversien comme du Miocène moyen. Plus récemment M. GLIBERT (1945 et 1952), qui étudia les importantes récoltes faites par l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique et soumit en même temps à révision les récoltes anciennes, apporta une contribution remarquable à la connaissance paléontologique de l'Anversien. Il considère l'Anversien comme d'âge miocène moyen (Helvétien supérieur à Tortonien), au moins en ce qui concerne le niveau d'Edegem à *Panopea Menardi* ; il admet toutefois que l'horizon à « *Glycymeris deshayesi* » (*Pectunculus pilosus*) pourrait être sensiblement plus récent que le niveau d'Edegem.

Les deux assises de l'Anversien, les sables d'Anvers à pétoncles et les sables d'Edegem à panopées, sont superposées et séparées par un gravier de silex noirs roulés. Il semble cependant que les différences de faunes entre les deux assises ne sont pas assez grandes pour les considérer, comme l'a fait O. VAN ERTBORN en 1900, comme formant deux étages différents. L'assise inférieure a livré la presque totalité des fossiles qui constituent la faune de l'Anversien. L'assise supérieure, par contre, n'a livré qu'une faune extrêmement pauvre en espèces, mais un nombre prodigieusement élevé d'exemplaires du fossile type.



La faune de l'Anversien présente d'après K. GRIPP beaucoup d'analogie avec celle de l'assise de Dingden-Reinbeck, qui d'après F. KAUTSKY se rattache au Miocène moyen (Tortonien) du bassin méditerranéen.

Partout en Belgique l'Anversien semble reposer directement sur le Rupélien ; la superposition de l'Anversien sur le Boldérien n'a jamais été prouvée avec certitude.

Le gravier de base de l'Anversien renferme des septaria roulés et des fossiles remaniés de l'argile de Boom. Localement, à Anvers et environs, on y trouve de grandes quantités d'ossements de cétacés (baleines, ziphioides, delphinides), de pinnipèdes et de nombreuses dents de squales (*Carcharon megalodon*, etc.).

Au point de vue pétrologique, l'Anversien est caractérisé par l'association A-pure d'Edelman, renfermant, outre les minéraux ubiquistes, un pourcentage notable d'épidote et d'amphibole.

### C. — Miocène supérieur

L'existence en Belgique de dépôts marins du Miocène supérieur constitue un problème qui semble encore loin d'être résolu.

L'Anversien qui, d'après la légende générale de la Carte Géologique détaillée de Belgique, est classé dans le Miocène supérieur, appartient en réalité au Miocène moyen. D'autre part on trouve en Allemagne de puissants dépôts marins (Glimmerton) qui appartiennent au Miocène supérieur. Aux Pays-Bas également, et notamment à Oploo, on rencontre aussi des formations caractérisées par une faune analogue à celle du Miocène supérieur.

En Belgique on trouve le Diestien superposé directement sur le Miocène moyen (Anversien). Or l'âge pliocène du Diestien a été très généralement admis, ce qui semblerait prouver que le Miocène moyen n'est pas représenté en Belgique. Dans les dernières années, plusieurs auteurs, e. a. K. GRIPP, J. H. VAN VOORTHUYSEN et R. LAGAAY, ont émis l'hypothèse de l'âge miocène supérieur de la partie inférieure du Diestien. Ce point de vue sera discuté plus en détail dans le chapitre consacré au Pliocène.

## II. — LE SYSTÈME PLIOCÈNE

On fixe généralement le début du Pliocène au commencement d'une grande transgression de la Mer du Nord qui correspond vraisemblablement au Plaisancien du bassin méditerranéen.

D'après la légende générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique (1929) le Pliocène est subdivisé en trois étages qui sont, de haut en bas : l'Amstélien, le Scaldisien et le Diestien. Signalons toutefois que, lors de l'édition des feuilles de la Carte Géologique, la « Commission géologique de Belgique » admit la subdivision du Pliocène en Poederlien, Scaldisien et Diestien. Nous basant sur les résultats de plusieurs études récentes nous reprendrons dans cet aperçu la subdivision de la Carte Géologique.

## A. — Pliocène inférieur

Les auteurs de la légende générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique (1929) ont considéré le Diestien comme l'unique étage du Pliocène inférieur, qu'ils ont défini comme suit :

D : Sable gris, très fin, glauconifère, avec lits graveleux, à grands Hétérocètes (Environ d'Anvers).

*Isocardia cor*, *Terebratula perforata* (*T. grandis*).

Sable glauconifère (ordinairement limoniteux avec affleurements) généralement graveleux. A la base, gravier de silex renfermant des cailloux de cacholong (Hageland et collines des Flandres).

*Terebratula perforata* (*T. grandis*).

On remarquera que cette légende ne donne aucun renseignement relatif aux dépôts dits « sables chamois » et au « Casterlien » que l'on considère cependant comme appartenant au Diestien.

On appelle « sables chamois » des sables quartzeux à grains fins, généralement dépourvus de glauconie, que l'on trouve à certains endroits à la base des sables graveleux à *Terebratula perforata*. Leur position stratigraphique a déjà donné lieu aux interprétations les plus diverses. C'est H. LE HON qui, en 1862, a introduit le terme « sable chamois », pour désigner des sables fins, micacés, jaunâtres, surmontant le Laekenien à Jette. Il considérait les « sables chamois » comme un facies particulier du Laekenien. En 1839, A. DUMONT avait déjà décrit ces sables comme étant du Rupélien ; cette interprétation fut reprise plus tard par G. DEWALQUE (1868). Par contre J. ORTLIEB et CHEILLONNEUX, en 1870, de même que E. VAN DEN BROECK (1882), P. COGELS et O. VAN ERTBORN (1883) et G. VELGE (1882), qui signalent la présence de « sables chamois » au sommet des collines des Flandres, les considèrent comme tongriens. Par après, J. ORTLIEB décrit plusieurs profils dans lesquels il croit avoir constaté une transition graduelle de l'argile bartonienne aux « sables chamois », qu'il considère comme un facies fluviatile. L'âge éocène supérieur des « sables chamois » (Wemmélien) est également admis par G. VINCENT et RUTOT (1877).

E. DELVAUX, en 1881, fut le premier à supposer l'âge diestien des « sables chamois ». Cette interprétation est bientôt reprise par A. RUTOT (1882) et E. VAN DEN BROECK, et finalement admise par la « Commission Géologique de Belgique » en 1895.

Signalons toutefois que A. BRIQUET, en 1919, croit pouvoir assimiler les « sables chamois » aux argiles de la Campine, qu'il considère comme du Pliocène supérieur. Par contre, M. LERICHE (1935), se basant sur l'étude de documents ichtyologiques provenant du gravier de base des « sables chamois » aux environs de Bruxelles, confirme leur âge diestien.

L'existence des « sables chamois », déjà connue à Bruxelles et environs et aux collines des Flandres, fut aussi notée à Gruitrode en Campine (R. TAVERNIER, 1943). On y a signalé également la présence d'oolithes silicifiées. Au point de vue pétrologique les sables chamois sont caractérisés par une association riche en minéraux paramétamorphiques (province B-Limbourg). Leur puissance est en général faible et dépasse rarement quelques mètres.

Le terme « Diestien » a été introduit par A. DUMONT en 1839 pour désigner les sables et grès ferrugineux de la région de Diest. En 1849, le même auteur étend le terme Diestien à la partie moyenne et inférieure des sables d'Anvers. Plus tard, les sables et grès ferrugineux qui couronnent le sommet des collines des Flandres et du Nord de la France sont également assimilés à cet étage par ORTLIEB et CHEILLONNEUX (1870).

Un grand nombre de publications a été consacré à la stratigraphie des dépôts diestiens du bassin d'Anvers. Les couches du bassin d'Anvers que l'on attribue actuellement au Diestien furent décrites par P. H. NYST en 1859 sous le nom de « sables gris d'Anvers » (crag moyen). Rappelons que, jusqu'en 1880, au moment de l'introduction du système anversien par P. COGELS, les sables noirs d'Anvers furent assimilés au Diestien, e. a. par R. H. C. GODWIN AUSTIN, A. VAN KOENEN, G. DEWALQUE, M. MOURLON, E. VAN DEN BROECK, P. COGELS et O. VAN ERTBORN. On distingua plusieurs zones dans le crag moyen, notamment une zone de sables verts à *Hétérocètes*, une zone à *Terebratula grandis*, une zone à *Bryozoaires* et une zone à *Isocardia cor*. Toutefois les relations entre ces différentes zones restent très confuses. Si l'âge diestien de la zone à *Terebratula grandis* et de la zone à bryozoaires est généralement admis, par contre l'âge de la zone à *Isocardia cor* est plus discuté ; certains auteurs, tels P. COGELS et M. MOURLON, lui attribuent un âge scaldisien.

La corrélation des dépôts du crag d'Anvers avec le Diestien de la Campine est également fort discutée. P. COGELS et O. VAN ERTBORN synchronisent les sables de Diest avec la zone à *Terebratula grandis*, tandis que E. VAN DEN BROECK, en 1882, parallélise le Diestien de la Campine avec la zone à *Isocardia cor*. D'après cet auteur, les formations sableuses et argileuses qui se trouvent sous le Scaldisien à la base des collines de Casterlé et de Lichtaert, et qui affleurent au sommet des collines de Heyst-op-den-Berg et de Beersel, décrites comme Casterlien par O. VAN ERTBORN lors de ses levés de la planchette de Lille, doivent être considérées comme un dépôt poldérien ou lagunaire, facies latéral des sables marins à *Isocardia cor*. Il préconise d'utiliser le terme Casterlien pour la zone à *Isocardia cor*. Par contre, F. HALET (1935) estime que les formations dites casterliennes ne peuvent être synchronisées avec la zone à *Isocardia cor* (Diestien supérieur), mais forment la partie supérieure de la zone à *Terebratula perforata* (Diestien inférieur), qui correspond aux sables ferrugineux de Diest.

L'âge diestien, attribué par A. DUMONT aux sables et grès ferrugineux de la région de Diest a généralement été accepté. C'est seulement vers la période de 1878 à 1880 que temporairement quelques auteurs, e. a. J. ORTLIEB, E. DELVAUX ont, à la suite de A. RUTOT et G. VINCENT, admis un âge éocène supérieur (Wemmélien) pour ces dépôts.

Le Diestien typique de la Campine est constitué, à l'état non altéré, par des sables vert foncé, fortement glauconieux, souvent graveleux, avec à la base un important lit de cailloux.

A l'est du pays le cailloutis de base est essentiellement composé de cailloux de silex roulés, de taille moyenne, généralement peu altérés, et renferme souvent de nombreux éléments remaniés des terrains sous-jacents, par exemple des fossiles silicifiés au Bolderberg. Vers l'ouest, par exemple aux collines des Flandres, on trouve à la base du Diestien plusieurs

lits de galets de silex qui deviennent de plus en plus volumineux à mesure que l'on s'approche de la base, où ils atteignent le volume de la tête. Ces cailloux sont en grande partie fortement altérés, blanchis, cacholonisés et souvent friables. Parfois les bancs de silex sont devenus cohérents, avec ciment ferrugineux (poudingue de Renaix).

Par altération les sables glauconieux du Diestien ont donné lieu à des sables ferrugineux brun rouge ou jaunes, souvent agglomérés en bancs de grès brun foncé (pierre de Diest). En plusieurs endroits (par exemple à Meerhout, Eynthout, etc.) on y a trouvé des empreintes de fossiles. Aux collines des Flandres, les grès ferrugineux se présentent souvent en masses de forme très accidentée, aplaties et disposées de façon fort irrégulière. Parfois on trouve aussi des sables et grès d'un rouge très vif. On a attribué généralement la rubéfaction à l'altération de la glauconie dans les sables. Il faut cependant remarquer que cette rubéfaction n'est pas spécifique, ni au Diestien, ni aux sables glauconifères. En effet, dans les facies non glauconifères du Diestien, aux collines des Flandres, on trouve également des plaquettes de grès ferrugineux, accompagnées souvent de zones d'un rouge vif non durcies. Par ailleurs le facies de grès ferrugineux se retrouve dans pratiquement tous les autres étages tertiaires. On en a signalé dans le Poederlien (Poederlé), dans le Boldérien (Bolderberg) dans le Tongrien (Louvain, Bonnelles, etc.), dans le Bruxelien (Linkebeek, Braine-le-Comte, etc.), dans le Panisélien et même dans le Landénien. Si d'une part la couleur rouge vif et la présence de kaolinite semble indiquer un processus pédologique, en relation à des climats plus chauds que le climat actuel (sol red-yellow podzolic, voire même latosolique), d'autre part la présence de bancs ferrugineux à des profondeurs variées plaide plutôt en faveur de phénomènes d'altération qui sont en rapport avec le balancement des nappes phréatiques anciennes. Il semble bien que cette altération en rubéfaction ne soit pas un phénomène actuel, mais s'est opérée vraisemblablement en majeure partie vers la fin de l'ère tertiaire et au début de l'ère quaternaire.

Dans la masse des sables diestiens on observe régulièrement des formes curieuses de ramifications tubulaires, de 1 à 2 cm de diamètre, plus claires que le sable environnant, et souvent délimitées par un mince liseré noirâtre. Ces formes ont été attribuées généralement à l'activité des annélidés et décrits comme « tubulations d'annélides ». Signalons toutefois que dans la région d'Anvers V. VAN STRAELEN a observé, dans les sables gris, un passage entre les sables calcarifères, riches en bryozoaires, à des zones décalcifiées présentant les mouchetures caractéristiques rapportées à des « tubulations d'annélides ». Il en conclut que ces tubulations pourraient être dues à la décalcification des zoariums branchus de bryozoaires. Plus récemment J. DE HEINZELIN a décrit des tubulations dans l'horizon des sables à *Isocardia cor* au Kruisschans, qui était présenté dans un état d'intégrité quasi parfait et où les plus minimes spicules d'oursin étaient parfaitement conservés. Il semble donc que la genèse des tubulations n'est pas encore élucidée à l'heure actuelle.

Dans la région d'Anvers la superposition des sables à *Isocardia cor*, par l'intermédiaire d'un gravier, sur les sables à *Terebratula perforata* a été reconnue à plusieurs reprises. Jadis plusieurs auteurs, e. a. P. COGELS et O. VAN ERTBORN, avaient placé la limite entre le Scaldisien