

# LA FORMATION D'HERZEELE : UN NOUVEAU STRATOTYPE DU PLEISTOCENE MOYEN MARIN DE LA MER DU NORD

■  
par J. SOMMÉ (1), R. PAEPE (2,3), C. BAETEMAN (2), L. BEYENS (4),  
N. CUNAT (1), R. GEERAERTS (5), A.F. HARDY (6), J. HUS (5),  
E. JUVIGNÉ (7), L. MATHIEU (8), J. THOREZ (6)  
et R. VANHOORNE (4, 9)

Centre for Quaternary Stratigraphy (10)

---

## RESUME

La Briqueterie d'Herzele (Nord de la France) montre, dans une coupe permanente et bien visible, une série de dépôts comportant trois phases marines distinctes avec des faciès saumâtres et de wadden, en partie déjà connus en Belgique (sables à *Cardium* de la région d'Izenberge), séparés par des dépôts continentaux avec tourbe et surmontés par une mince couverture de sables et limons éoliens avec paléosols, l'ensemble ayant une épaisseur de 6 m et reposant sur l'argile éocène yprésienne vers l'altitude 8 m N.G.F. Les dépôts sous-jacents à cette couverture constituent la "Formation d'Herzele" qui apparaît comme une unité lithostratigraphique caractéristique du Pléistocène moyen du bassin de la mer du Nord méridionale.

L'ensemble des données oppose en particulier la série marine inférieure sableuse aux séries marine moyenne (limono-argileuse) et supérieure (sableuse et argileuse), cette dernière étant caractérisée par l'abondance de *Cardium edule* et *Macoma balthica*.

L'étude des minéraux denses permet de mettre en évidence un changement de source intervenu après la sédimentation marine inférieure, les séries moyenne et supérieure montrant une augmentation en teneur de hornblende verte et épidote. Des minéraux volcaniques ont été observés à différents niveaux.

(1) Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire, Université des Sciences et Techniques de Lille, BP 36, 59650 Villeneuve d'Ascq, (France).

(2) Service Géologique de Belgique, 13 rue Jenner, 1040 Bruxelles (Belgique).

(3) Kwartairgeologie, Vrije Universiteit, Pleinlaan 2, 1050 Brussel (Belgique).

(4) Laboratorium voor Algemene Plantkunde, Rijksuniversitair Centrum, Groenenborgerlaan 171, 2020 Antwerpen (Belgique).

(5) Centre de Physique du Globe, I.R.M.-K.M.I., 6381 Dourbes (Belgique).

(6) Laboratoire des argiles, Université de Liège, 7 place du XX août, 4000 Liège (Belgique)

(7) Laboratoire de Géologie et Géographie physique, Université de Liège, 7, Place du XX Août, 4000 Liège (Belgique).

(8) Faculté des Sciences agronomiques, Avenue de la Faculté, 5800 Gembloux (Belgique)

(9) Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 31 Rue Vautier, 1040 Bruxelles (Belgique)

(10) Groupe de contact du Fonds National de la Recherche Scientifique de Belgique – Siège : Geological Survey of Belgium, 13 Jennerstr., 1040 Brussels.

President : R. Paepe – Vice President : J. Sommé – Secretary : J. Thorez – Assistant Secretary : C. Baeteman.

La composition de la fraction inférieure à 2 microns a été analysée par diffraction des rayons X. Les différentes unités lithostratigraphiques contiennent des assemblages polyminéraux de minéraux argileux au sein desquels la fraction smectitique est largement prédominante. Le test de Greene-Kelly (1953) permet une différenciation détaillée des smectites : beidellite et montmorillonite et édifices interstratifiés irréguliers illite-smectite. Les analyses minéralogiques conduisent à une subdivision stratigraphique de la coupe qui confirme parfaitement les études de terrain.

Les données paléobotaniques rendent probable l'attribution du dépôt des séries marines moyenne et supérieure à la seconde partie de l'Interglaciaire Holsteinien. L'évolution forestière montre le passage d'une phase mésocratique, caractérisée par une *Quercetum mixtum* avec *Picea*, à une phase télocratique où la forêt est dominée par *Abies*. Dans la tourbe, surmontant les sables glauconifères inférieurs, *Taxus* est très abondant, mais diminue dans les argiles sus-jacentes pour disparaître au sommet des sables coquilliers, ce qui correspond à la partie de la zone à *Abies*. Il en est de même pour *Buxus* et *Vitis*. La seule relique tertiaire, *Pterocarya*, fait une courte apparition au sommet des sables coquilliers, tandis qu'*Azolla filiculoides* a seulement été trouvée dans la zone de *Quercetum*.

Les données écologiques fournies par l'étude des Diatomées précisent les conditions de sédimentation des dépôts saumâtres et marins dans une région à marées.

Alors que la magnétostratigraphie des sédiments lacustres et marins s'est révélée fructueuse, l'application de cette méthode aux dépôts continentaux et côtiers est rendue délicate par les caractéristiques mêmes de ces terrains (variations du taux de sédimentation, des conditions de dépôt et de lithologie, etc.). L'étude paléomagnétique de la Formation d'Herzelee montre un contraste entre le comportement magnétique des terrains surmontant la tourbe et celui des terrains sous-jacents. Les niveaux supérieurs sont caractérisés par une forte dispersion des directions magnétiques ainsi que par une faible intensité d'aimantation. Il n'a pas encore été possible de mettre de magnétozone en évidence.

Quant à l'extension de la Formation d'Herzelee en Belgique, elle a été reconnue au Sud de l'Yser. Par contre la corrélation avec les sables de la région d'Izenberge reste problématique.

Dans la localité-type, la position du gisement (littoral fossile) prouve l'importance de l'évolution paléogéographique qui est intervenue depuis le Pléistocène inférieur avec la formation du bassin méridional de la mer du Nord et sans doute l'ouverture précoce du détroit du Pas de Calais. Ce gisement est ainsi un jalon et un témoin de plusieurs transgressions marines interglaciaires attribuées à l'Holsteinien et à la partie supérieure du "Complexe Cromérien".

#### ABSTRACT

The Herzelee Brickyard (Northern France) offers a permanently well exposed outcrop of continental and marine deposits which are reaching a total thickness of 6 m and are overlying the Ypresian clay of eocene age, occurring at about 8 m N.G.F.

Three marine phases represented by tidal flat and brackish sediments may be readily distinguished. The tidal flat sediments have previously been recognized in the area of Izenberge (Belgium) from which locality the name "Izenberge *Cardium* Sands" has been derived. The marine sediments may be subdivided into units of different lithology : the lower sandy unit, the middle loamy-clayey unit and the upper sandy clayey unit which latter is characterized by the abundance of *Cardium edule* and *Macoma balthica*. The marine phases are furthermore separated by continental deposits amongst which peat layers are occurring. The cover sediments are represented by eolian sands and loams interfering with palaeosoils. The series of sediments underlying these cover deposits is named the "Herzelee Formation" which represents a lithostratigraphical unit in the southern North Sea basin.

The analysis of the heavy mineral content points to a change in sediment origin occurring after the lower marine sedimentation. The middle and upper marine units contain an increasing content of green hornblende and epidote. Some volcanic minerals were observed at different levels.

The clay analyses by means of X-ray diffraction indicate that the different lithostratigraphical units bear polymineralic clay assemblages within which the smectitic fraction is predominant. Greene-Kelly's (1953) Li-test yielded a further detailed analysis of the smectitic components : beidellite, montmorillonite-like minerals as well as random mixed-layers illite-smectites. The analysis indicates a stratigraphical - mineralogical subdivision of the section which coincides with the lithostratigraphical one.

The pollenanalytical data show that the whole of the Herzelee Formation most probably belongs to the second half of the Holsteinian interglacial, except for the very base composed of glauconiferous sands. It may readily be seen that the forest evolved from a mesocratic phase, characterized by a *Quercetum mixtum* with *Picea*, towards a telocratic phase during which the forest became dominated by *Abies*. Within the peat which is resting upon the glauconiferous sands, the pollen grains of *Taxus*, are very abundant in the overlying clay however, this species declines gradually and disappears at the top of the upper marine unit. These evidences are corresponding with the first half of the so-called *Abies*-zone. *Buxus* and *Vitis*, both undergo the same evolution. The only Tertiary relict, *Pterocarya*, made a short appearance at the top of the upper marine unit, while *Azolla filiculoides*, was only discovered in the *Quercetum* zone.

The diatom analyses indicate the conditions of brackish and marine sedimentation in a tidal environment.

Although the magnetostratigraphical approach of deep-sea and lake sediments has proven to be successful, its application to continental and especially coastal sediments is hampered by the very nature of these sediments (large variation of sedimentation rate, depositional environment, lithology, a.o.) The palaeomagnetical study of the Herzelee Formation reveals a striking difference in magnetic behaviour between the upper and lower beds separated by the lowermost peat layer. The upper beds are characterized by a strong dispersion of the magnetisation directions and a low intensity. Therefore identification of clear-cut magnetozone(s) is not possible for the moment being.

As to the extension of the Herzelee Formation in Belgium, it was only found south of the river Yser. The comparison with the area of Izenberge itself did not reveal any lithostratigraphical correlation with the Herzelee Formation.

The situation of the *stratum* (former shoreline) at this type-locality gives prove of the importance of the palaeogeographical evolution since the Lower Pleistocene with the formation of the southern North Sea basin and probably the early opening of the Strait of Dover as well. Therefore this *stratum* is considered as a landmark and a witness of several interglacial marine transgressions which are attributed to the Holsteinian and to the upper part of the "Cromerian complex".

## 1. INTRODUCTION ET HISTORIQUE.

Jusque dans les années récentes, l'évolution du bassin de la Mer du Nord au cours du Pléistocène inférieur et moyen reposait essentiellement sur les données de l'East Anglia (Crag series), des Pays-Bas et de la partie septentrionale de la Belgique.

L'étude du gisement d'Herzeele où a été définie la Formation d'Herzeele (J. Sommé 1975, R. Paepe et J. Sommé, 1975) apporte des vues nouvelles sur l'évolution de la partie méridionale de la Mer du Nord durant le Pléistocène moyen.

La coupe de la briqueterie Heem\* à Herzeele (Nord) permet d'observer en permanence des formations marines du Pléistocène moyen qui forment un

vaste gisement centré sur le Golfe de l'Yser (expression déjà mentionnée par J. Gosselet, 1893, pour désigner le rentrant de la plaine maritime holocène) de part et d'autre de la frontière franco-belge (Fig. 1D). Déjà A. Rutot (1897) avait signalé la présence dans la région d'Izenberge de sables coquilliers qu'il attribuait au Flandrien considéré alors comme pléistocène supérieur (cf. R. Paepe et R. Vanhoorne, 1976 (Fig. 1 c). R. Tavernier (1954) les mentionne de nouveau, mais estime que leur position stratigraphique, sous des limons ou des sables de couverture, ainsi que leur situation topographique élevée (cote 15 m) excluent cette interprétation et plaident pour un âge pléistocène moyen, voire plus ancien. Grâce aux travaux du Centre de Cartogra-

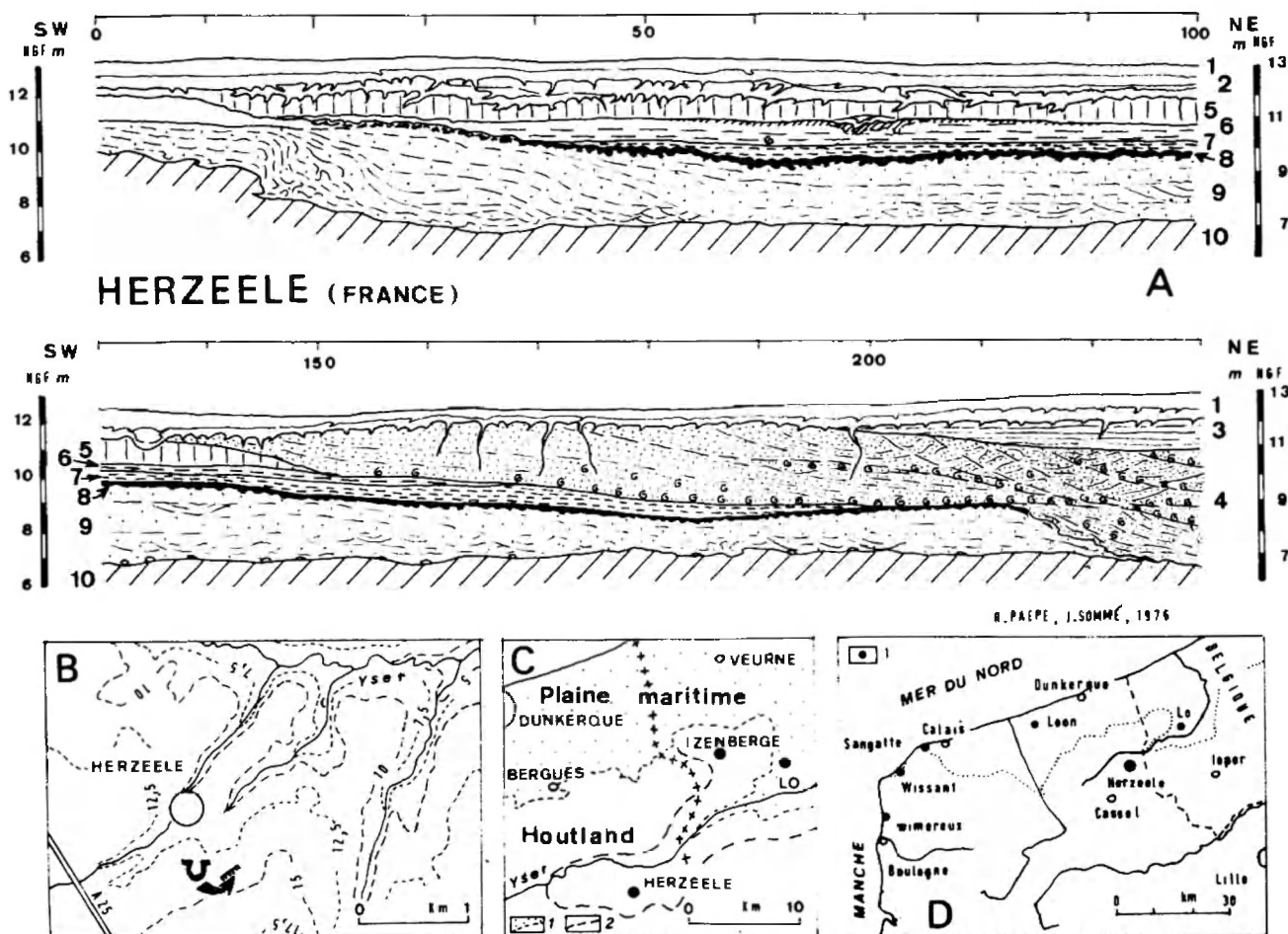


Fig. 1 — Le gisement de la Briqueterie d'Herzeele (Nord de la France)

A : Profil général.

B : Site de la Briqueterie (isohypses en mètres)

C : Situation d'Herzeele dans la région franco-belge :

1. Plaine maritime holocène

2. Extension de la Formation d'Herzeele.

D : Carte générale avec les principaux sites du Pléistocène moyen (1) le long de la côte de la mer du Nord et de la Manche.

\* Nous tenons à remercier M. Heem, Directeur de la Briqueterie, pour l'aimable accueil qu'il a toujours réservé à l'équipe de chercheurs et aux nombreuses personnalités scientifiques françaises et étrangères qui ont visité le site de la briqueterie.

phie des Sols (Gand), une nouvelle étude des sables à *Cardium* de la Flandre occidentale et de leur faune est publiée par R. Tavernier et J. De Heinzelin (1962) qui concluent à un âge probable holsteinien (Hoxnien, Nee-dien), ce qui est parallèlement confirmé par l'étude paléobotanique de la tourbe de Lo par R. Vanhoorne (1962, 1968) qui indique un âge Mindel-Riss ou peut-être Cromérien.

A partir de 1970, J. Sommé (cf. 1975) entame l'étude du profil de la briqueterie d'Herzeele qui montre l'extension en territoire français du gisement de sables

coquilliers. Cette étude est ensuite élargie dans le cadre du "Centre for Quaternary Stratigraphy" qui en fait l'un de ses premiers thèmes, à partir d'un levé détaillé du profil en 1973-1975 par R. Paepe, J. Sommé, C. Baeteman et N. Cunat (Fig. 2).

L'essentiel de cet article, qui rassemble les résultats actuels d'une recherche coopérative, menée par les membres du Centre, qui furent exposés lors de l'excursion de l'AFEQ, a fait l'objet d'une communication présentée dans la section de Stratigraphie au X<sup>e</sup> congrès de l'INQUA (Birmingham, 1977).

## 2. LA FORMATION D'HERZEELE : LITHOSTRATIGRAPHIE (R. PAEPE, J. SOMME, L. MATHIEU)

### 2.1. Situation.

La briqueterie d'Herzeele (Nord) est localisée sur le versant sud oriental d'un petit vallon, drainé par la Petite Becque, affluent de rive droite de l'Yser (fle Steenvoorde 1/25 000 n° 1 ; x = 614,32 ; y = 353,5 ; z = 14 \*). Elle se trouve en pleine Flandre intérieure (Houtland, cf. J. Gosselet, 1893), à environ 5 km de la Plaine maritime holocène qui s'insinue dans le golge de l'Yser (Fig. 1 C, D). A une dizaine de km vers le sud s'étend l'alignement WNW-SSE des Monts de Flandre où se trouvent conservés les sables de l'Eocène supérieur et du "Diestien" alors que dans le reste de la Flandre environnante l'argile yprésienne constitue à faible profondeur le substrat antéquatenaire. (P. Sangnier, 1969).

Le profil d'exploitation de la briqueterie se situe à la partie supérieure du versant en faible pente (pente moyenne : 0,7 %) en léger contrebas de la ligne d'interfluve qui sépare les vallons de la Petite Becque et du Ruisseau d'Herzeele (alt. 10 m) et qui culmine seulement à 18 m (Fig. 1B). Au niveau de cette croupe, le substrat argileux yprésien est à faible profondeur (2 m) et s'enfonce assez rapidement vers le NW (10 m vers Herzeele) sous les formations quaternaires observables dans le profil de la Briqueterie.

### 2.2. Description du profil.

Le front d'exploitation (devenu unique en 1977 après la mise en exploitation de la zone comprise entre les points 100 et 134) est orienté SW - NE et montre les unités lithostratigraphiques suivantes (Fig. 1A et Fig. 2) :

1 et 2 : Couverture continue de limons et sables limoneux. Le limon brun jaunâtre (10 YR 5/4) de surface est inégalement conservé en raison de l'exploitation (1). Il repose par l'intermédiaire d'un horizon de petites fentes de gel jalonné par un cailloutis de silex géolifracés sur un complexe de sables limoneux brun foncé (7,5 YR 5/6) à profonde altération paléopédologique, comportant plusieurs couches, inégalement conservées, séparées par des niveaux de fentes et de cryoturbation tapissés de sables gris légèrement brunâtre (2,5 Y 6/2), parfois en sédimentation entrecroisée, avec cailloutis de silex géolifracés. Cette couverture de versant dont la partie inférieure est la plus irrégulière et graveleuse tend à devenir subhorizontale vers le haut.

3. Alternance de couches argileuses rouge jaunâtre (5 YR 4/6 à 5/8) tacheté et de minces lits sableux jaunâtre en stratification subhorizontale, passant vers le bas à une alternance de fins lits d'argile noirâtre tourbeuse et de sable gris avec débris de bois. Cette unité qui se développe en s'épaississant (ép. max. : 1 m) uniquement dans la partie NE du profil (points 198 à 228) repose sur les sables coquilliers sous-jacents par un contact régulier jalonné par de petits silex (L : 1 à 2 cm) usés et pâtinés.

4. Complexe de sables fins gris verdâtre (5 Y 3/2 à 6/4) coquilliers (Mollusques marins en place où domine *Cardium edule*) en sédimentation entrecroisée et finement litée avec lits de coquilles brisées et traces organiques (débris de bois). Des passées franchement tourbeuses peuvent s'intercaler dans les sables comme celle, épaisse de 0,10 m et située à la partie supérieure du complexe (à 0,80 m sous l'unité 3) (échantillons T - T<sub>2</sub> de la coupe du fossé à quelques mètres à l'E du profil général ; Fig. 3). Une altération est visible à la partie supérieure des sables, jaune brunâtre (10 YR 6/6) tache-

\* Pour la comparaison entre les cotes d'altitude de la France, de la Belgique et des Pays Bas, les données concernant les différents nivellements sont les suivantes. Le zéro D d'Ostende (Oostende Peil) est plus bas que le zéro N.G.F. "Lallemand" de 2,29 m et que le zéro N.A.P. (Normaal Amsterdams Peil) de 2,33 m. Le 0 NAP et le 0 NGF qui correspondent sensiblement au niveau moyen de la mer sont donc à peu près équivalents. Par contre le 0 d'Ostende a été défini à partir du niveau moyen de la basse mer aux vives eaux : il est inférieur de 2,012 m au niveau moyen de la mer. Il est donc nécessaire de diminuer de 2,29 m les cotes belges pour les rendre comparables aux altitudes françaises.

S.W.

## BRIQUETERIE HEEM - HERZEELE (France)

LEVE LITHOSTRATIGRAPHIQUE PAR J. SOMME et R. PACE  
ASSISTES DE N. COÛAT et C. BAETEMAN

N.E.

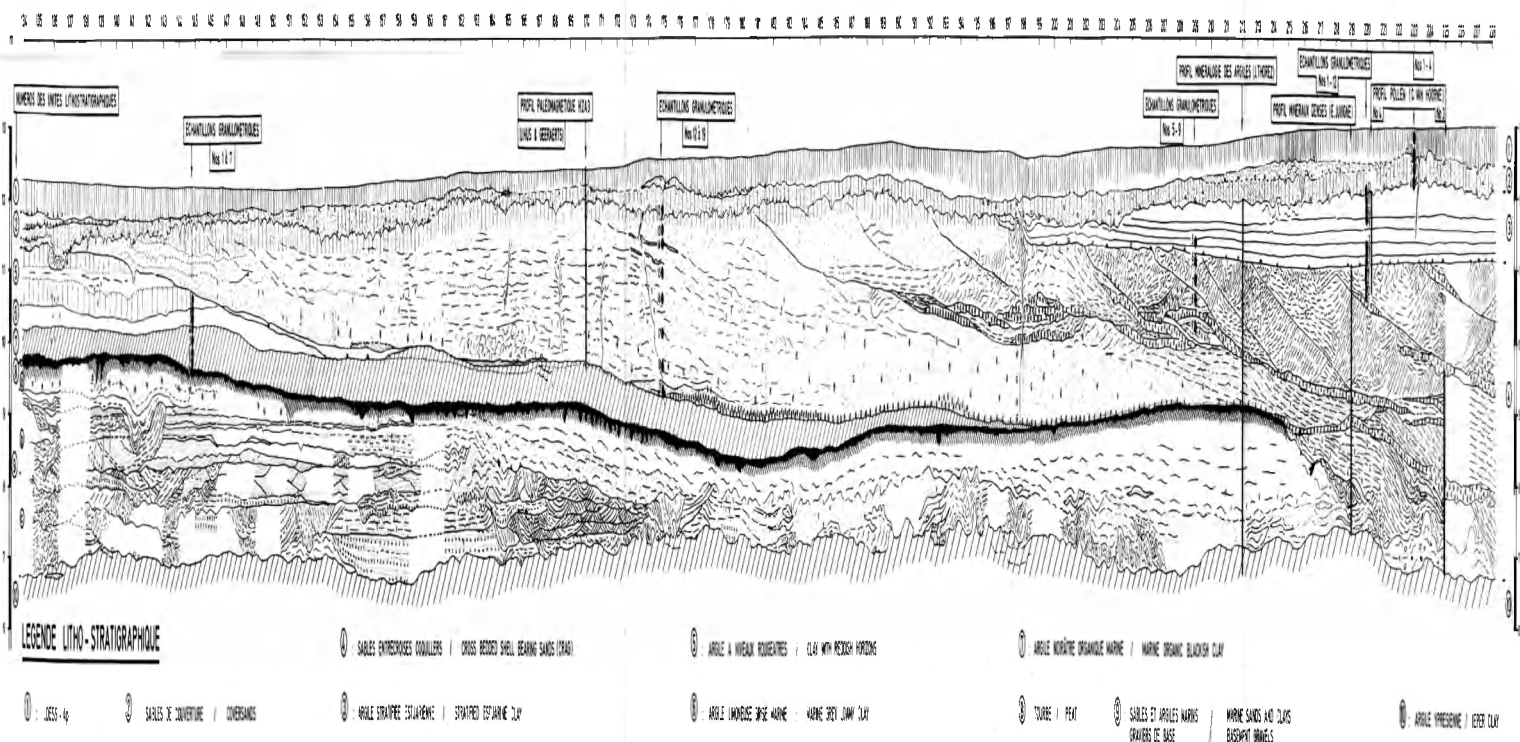
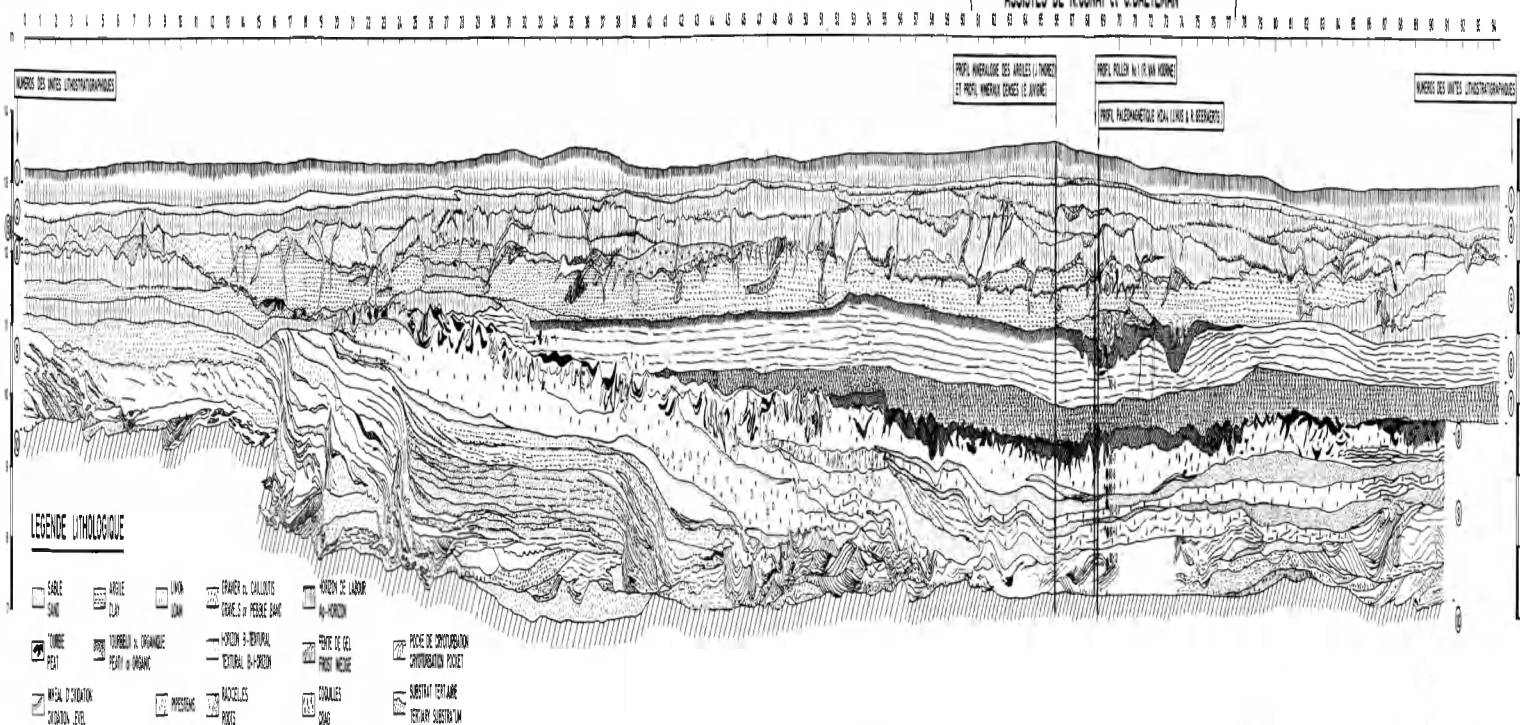


Fig. 1 - Profil stratigraphique de la Briqueterie Heem - Herzele (France).

tée (taches : 7,5 YR 5/6 à 5/8 sur fond jaune verdâtre (5 Y 6/4 à 6/6).

L'ensemble du complexe 4 (dit "Crag" ou "sables à *Cardium*") s'étend dans la partie NE du profil, à partir du point 137, où il recoupe successivement les unités inférieures (5 à 9) pour reposer directement à l'extrémité de la coupe sur l'argile yprésienne (10) par l'intermédiaire d'une couche argileuse empâtant des galets de silex. Epaisseur maximum : 4 m.

5. Argile limoneuse (5a) rougeâtre (5 YR 4/6 à 6/2) avec deux horizons hydromorphes tachetés (pipe-stems : 5 YR 4/8 sur fond gris verdâtre 5 GY 6/1). Localement (vers les points 70-80), cette unité argileuse épaisse d'environ 1 m passe latéralement à un faciès de sables argileux jaunâtres (5 b,c) recouverts d'argile compacte gris verdâtre qui occupent un chenal large de quelques m et orienté SSW-NNE. Cette unité 5 qui débordé vers le SW les unités sous-jacentes 6 et 7 pour se terminer en biseau sous la couverture, disparaît par ailleurs dans la partie centrale du profil, érodée par les sables à *Cardium*.

6. Argile limoneuse litée grisâtre (5 Y 3/1 à 5/2) avec coquilles marines sporadiques surmontée localement par un horizon humique (vers le point 70). Cette unité dont le faciès est homogène sur l'ensemble du profil général est remplacée dans la partie méridionale de la carrière (Fig. 3) par une alternance de lits argileux brun-noirâtres et sableux verdâtres. Ep. : 0,50 à 1 m. A la base quelques galets rares soulignent le contact avec l'argile sous-jacente.

7. Argile noirâtre (5 Y 2/1 à 3/2) feuilletée avec restes végétaux. Cette couche de faciès très constant (ép. max : 0,50 m) qui surmonte la tourbe 8 a une extension moindre que celle de l'argile 6 qui la débordé au SW.

8. Tourbe noire à gros débris ligneux, déformée en poches contournées. Ep. 0,25 m environ. Ce faciès dis-

paraît au SW du point 25, mais se prolonge en remontant par un horizon humifère.

9. Complexe de sables moyens à grossiers en stratification entrecroisée (ép. : 2 à 3 m).

a : gris verdâtres (5 G 4/1) à la partie supérieure sous-jacente à la tourbe ;

b : jaunâtres et gris-jaunâtres dans la partie moyenne où les lits sableux alternent avec des lits argileux verdâtres ;

c : bleuâtres à la base avec des lits à galets d'argile yprésienne et galets de silex.

Le contact d'érosion avec l'argile yprésienne est marqué par un lit de sable à galets de silex. Ce complexe qui a la plus grande extension dans la carrière devient plus argileux vers le NE où il est érodé par les sables à *Cardium* 4.

10. Argile compacte bleuâtre fendillée (Yprésien).

### 2.3. Interprétation.

Le profil montre essentiellement sous les limons et sables éoliens de couverture (1 et 2), trois séries marines déposées sur le substrat éocène (10 : argile yprésienne typique qui est conservée avec ce faciès sur une épaisseur de plus de 100 m et dont l'importance est liée à la configuration du bassin éocène qui s'approfondit dans la direction de Gravelines). (cf. J. Sommé, 1975).

#### 2.3.1. La couverture.

Dans la couverture, le faciès de loess typique (cf. N. Cunat, 1978, infra) n'est représenté que par le limon brunâtre de surface (en partie enlevé par l'exploitation antérieure) qui a les caractères du loess de couverture weichsélien datant du Pléniglaciaire supérieur,

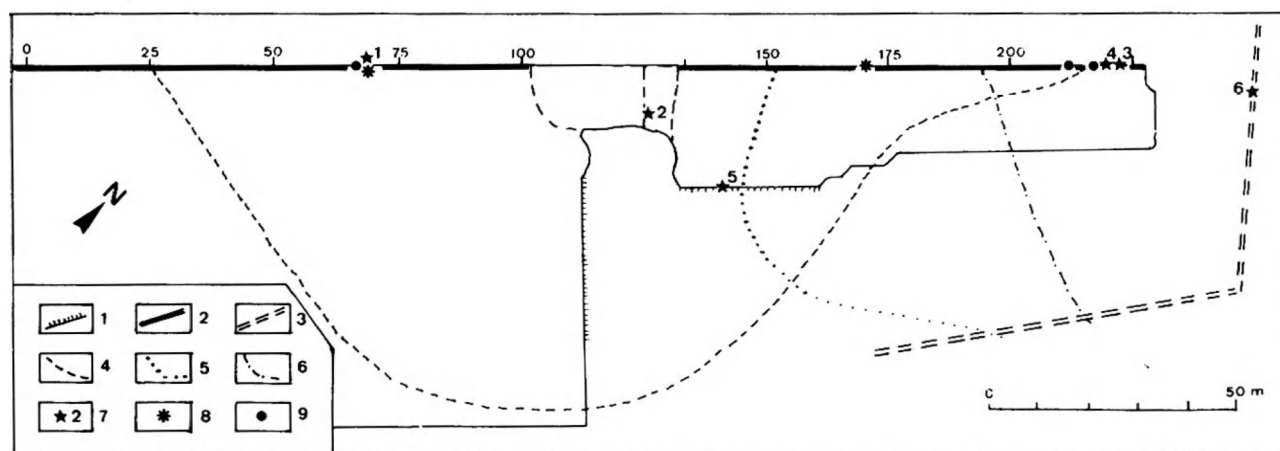


Fig. 3. — Plan détaillé de la Briqueterie d'Herzele (Nord de la France).

1. Levé 1971 — 2. Levé 1973-1975 (cf. Fig. 1 et 2) — 3. Levé du fossé — 4. Extension de la série marine moyenne — 5 et 6 : Extension de la série supérieure : 5. sables coquilliers ; 6. Couche argileuse 3 — 7 à 9. Localisation des profils : 7. palynologiques ; 8. paléomagnétiques ; 9. minéralogiques.

phase qui a été marquée dans la région du Nord de la France par l'extension vers l'W du faciès loessique typique alors que les dépôts antérieurs se rattachent par leurs faciès à la zone sablo-limoneuse (R. Paepe et J. Sommé, 1970 ; J. Sommé, 1975).

Les dépôts limono-sableux et sableux sous-jacents, avec plusieurs niveaux de cailloutis (silex géoliffractés), fentes de gel et cryoturbations, sont formés de sables éoliens de couverture et de sables ruisselés comme l'attestent les structures de la sédimentation, l'éolisation des grains de quartz et les caractères granulométriques (cf. N. Cunat, 1978, infra). Ils comportent par ailleurs une altération paléopédologique de rang interglaciaire (deux horizons B t hydromorphes) qui permet de leur attribuer un âge antéweichsélien. Le paléosol tronqué supérieur corréléable avec le Sol de Rocourt, attribué à l'Interglaciaire eemien, a l'extension la plus grande dans la couverture ce qui correspond à la régularisation progressive du versant sous les conditions morphogénétiques périglaciaires associées aux phénomènes éoliens.

La faiblesse du dépôt limoneux weichsélien ainsi que celle des termes antérieurs est un fait normal dans cette partie occidentale de la région limoneuse où les dépôts quaternaires souvent peu épais vers le haut des versants s'épaississent vers le bas. Dans une même position sommitale à Poperinge, le sol de Rocourt se trouve proche de la surface actuelle sous une mince couverture du Pléniglaciaire weichsélien supérieur (R. Paepe et R. Vanhoorne, 1967 ; R. Paepe, 1968).

### 2.3.2. La Formation d'Herzele.

L'ensemble des dépôts sous-jacents à la couverture continentale éolienne et surmontant l'Yprésien a été défini en tant qu'unité lithostratigraphique sous le terme de "Formation d'Herzele" (R. Paepe et J. Sommé, 1975). La coupe permanente de la Briqueterie d'Herzele est en effet proposée comme stratotype des dépôts similaires qui s'étendent largement dans le golfe de l'Yser jusqu'à une altitude de l'ordre de 12 m NGF (cf. C. Baeteman, 1978, infra). La limite stratigraphique supérieure est clairement marquée par le contact d'érosion avec cailloutis, cryoturbation et fentes qui se situe à la base de la couverture des dépôts de versant. La limite stratigraphique inférieure correspond aussi à un contact d'érosion accompagné de galets au sommet de l'argile yprésienne typique.

La Formation d'Herzele ainsi définie a autrefois été confondue avec le faciès panisélien de l'Eocène (cf. Carte géologique 1/80 000 Saint-Omer, 1957). Ces dépôts ne sont pas mentionnés sur la carte géologique récente (1/50 000, Steenvoorde, 1969).

La Formation d'Herzele se subdivise en plusieurs sous-unités :

1) L'ensemble supérieur est constitué par les couches 3 et 4 (Fig. 1 A, 2) qui ne sont présentes que dans la partie NE de la carrière où la couche inférieure

recoupe les divers termes de la stratigraphie sous-jacente. La couche 4 est l'unité-repère de cet ensemble et correspond à une sédimentation lagunaire en bordure même de la ligne de rivage qui est observable dans la coupe (point 137, fig. 1 A). Il s'agit en effet de sables fins (Md : 50 à 65  $\mu$ ) homogènes, bien classés et coquilliers.

La faune malacologique, de petite taille ce qui semble correspondre à un milieu confiné, est en place. Elle est caractérisée par l'abondance de *Cardium edule* et *Macoma balthica*, avec en outre *Scrobicularia plana*, *Mytilus edulis*, *Theodoxus fluviatilis*, *Hydrobia stagnalis*, *Lymnae trunculata*, *Retusa alba*, *Nucella lapillus*, *Bela plicifera*, considéré comme fossile repère de l'Holsteinien à Lo, n'a pas été trouvé à Herzele (R. Vanhoorne). La microfaune de ces sables est assez pauvre (P. Laga, étude en cours). Ces sables coquilliers ont été corrélés, sur une base faunistique et faciologique avec les sables à *Cardium* situés à une altitude comparable en Belgique au N de la vallée de l'Yser, et désignés de ce fait par le terme de "Crag d'Izenberge" (R. Paepe et J. Sommé, 1975 ; R. Paepe et R. Vanhoorne, 1976). Cette corrélation peut être provisoirement maintenue bien que l'étude en cours par sondages de l'extension de la Formation d'Herzele montre la complexité du gisement pléistocène du golfe de l'Yser (C. Baeteman, 1978, infra).

La couche 3, qui débute par un dépôt limono-sableux lité organique subhorizontal et qui devient ensuite plus purement argileux (< 2  $\mu$  = 50 % ; cf. N. Cunat, 1978, infra), représente un changement dans les conditions de sédimentation comme cela est aussi attesté par le niveau de cailloux qui marque le contact avec la série marine sous-jacente. De plus une pédogénèse a affecté la partie supérieure des sables comme cela est confirmé par l'analyse des argiles (cf. J. Thorrez, 1978, infra).

Une première étude géochimique a été réalisée par L. Mathieu en vue de vérifier la rémanence d'une éventuelle salinité dans les dépôts au niveau même du contact entre les couches 3 et 4 (point 220, Fig. 2). Deux

Unité lithostratigraphique	Profondeur en m	Conductivité de l'extrait 1/5 en micromhos/cm	pH H <sub>2</sub> O
3	1.40	160	6.8
	1.60	140	7.0
	1.75	120	6.1
	2.90	170	6.6
	2.10	200	6.7
	2.25	3 200	—
4	2.35	3 200	2.5
	2.50	2 700	2.6
	2.55	3 400	3
	2.65	580	7.7
	2.75	300	7.7

analyses simples de première approche, la conductivité de l'extrait au 1/5 et le pH, ont été effectuées à cet effet dans le sommet des sables 4 et l'ensemble de la couche 3 (point 220 du profil) :

"Ces résultats mettent en évidence deux milieux géochimiques différents : la courbe 3 à pH sensiblement neutre non saline, correspondrait à un milieu sédimentaire d'eau douce. Il paraît peu probable en effet que la texture argileuse et la très faible porosité des lits inférieurs de la couche 3 aient permis leur désalinisation. Par contre une salinité relativement élevée reste piégée dans la partie supérieure de la couche 4 et dans le lit argileux noirâtre de transition avec une très forte acidité comprise entre pH 2,5 et 3. Cette dernière est l'indice d'une réoxydation survenant dans un dépôt sulfaté réduit typique des polders, des zones envahies régulièrement par la mer caractérisées par des sols sulfatés acides dont le pH peut descendre jusqu'à 2 par suite de la production d'acide sulfurique et dont le rapport  $SO_4/Cl$  est supérieur à 0,1 (J.H. Durand, 1973). Le changement brusque du pH et de la conductivité qui intervient à 2,65 m de profondeur et qui se marque dans le profil par un niveau à fer réoxydé doit correspondre à la limite supérieure de la zone affectée par la nappe d'eau douce située au contact de l'argile yprésienne" (L. Mathieu).

Si l'on ajoute que la couche 3 s'individualise aussi nettement pour des raisons minéralogiques (J. Thorez, 1978, *infra*) et paléobotaniques (R. Vanhoorne, 1978, *infra*), l'ensemble des données montre qu'elle correspond globalement, après l'arrêt de la sédimentation transgressive du crag et l'émersion consécutive de la plaine littorale, à une nouvelle phase essentiellement régressive.

2) Un second ensemble est constitué par les couches 5, 6 et 7 mises en place lors d'une phase transgressive antérieure. Elles impliquent également des conditions de sédimentation lagunaire en bordure de la ligne de rivage. La sédimentation surmontant la tourbe d'abord argileuse organique (7) devient plus franchement marine avec un faciès argilo-limoneux lité grisâtre (6) contenant quelques coquilles sporadiques et dont le sommet est localement humifère, pour se terminer par une masse argileuse (5) traversée par des chenaux sableux. L'analogie de cette couche argileuse avec l'unité 3 que l'on observe dans les faciès granulométriques (cf. N. Cunat, 1978, *infra*) n'est pas confirmée par les autres données, en particulier le cortège minéralogique des argiles (cf. J. Thorez, 1978, *infra*).

Les résultats de l'analyse géochimique (L. Mathieu) réalisée au niveau du point 70 dans les mêmes conditions que pour l'unité supérieure (conductivité et pH) mettent également en évidence des différences dans le degré de salinité. Celle-ci est très élevée dans les deux unités inférieures 7 et 6 et correspond à la salinité acide des milieux sulfatés de type polder. Une baisse

relative s'observe à la base de la couche 6 au niveau même où on note un contact d'érosion. Ces données sont confirmées par celles de l'étude paléobotanique (cf. L. Beyens, R. Vanhoorne, 1978, *infra*). Par contre un changement brusque du pH et de la conductivité se manifeste avec l'unité 5, ce qui pourrait traduire l'influence d'un milieu sédimentaire d'eau douce :

Unité lithostratigraphique	Profondeur en m	Conductivité de l'extrait 1/5 en micromhos/cm	pH H <sub>2</sub> O
2	1,50	230	5,25
5a	1,75	160	5,40
5b	1,85	110	5,40
	2	120	5,30
5c	2,20	160	5,30
6	2,40	6 260	2,45
	2,70	6 260	2,60
	3,00	9 400	2,50
	3,20	1 980	4,50
7	3,40	10 440	2,30
	3,60	10 440	2,40
8	3,80	—	—

3) La tourbe forestière 8 constitue une unité particulière par son faciès et par son rôle d'horizon-repère. Elle a été ainsi corrélée avec la Tourbe de Lo (R. Paepe et R. Vanhoorne, 1976) qui dans la localité-type était surmontée directement par des sables coquilliers, comme dans la partie centre-orientale de la coupe d'Herzele. Le principal problème posé par cette couche tourbeuse est sa structure fortement déformée en involutions qui pénètrent les sables inférieurs. Son passage apparemment progressif à l'argile sous-jacente plaiderait pour un remaniement sous aquatique, sans que soit totalement exclue une origine périglaciaire. En tout cas son contact avec les sables inférieurs représente une discontinuité attestée par le sol qui les surmonte dont la pédogénèse autonome est confirmée par la nature des argiles (cf. J. Thorez, 1978, *infra*) et qui passe latéralement à un sol rougeâtre de versant.

4) Les sables glauconieux inférieurs (9), sous-jacents à cette couche altérée et à la tourbe, correspondent à une phase marine différente par leur texture dominante grossière ( $Md = 200 \mu$ ) et leurs structures (chenaux de wadden, point-bars) qui témoignent d'une dynamique énergétique. Cette première phase transgressive qui a fortement érodé le substrat yprésien et remanié les sables éocènes a également la plus grande extension (cf. C. Baeteman, 1978, *infra*). Cette série inférieure qui témoigne pour la première fois d'une incursion marine quaternaire dans cette partie de la Flandre intérieure est la plus individualisée si l'on considère l'ensemble des données (cf. *infra*).

Si l'on excepte la tourbe principale, la Formation d'Herzeele comporte donc trois séries essentiellement marines, distinctes, localisées à une altitude comparable à proximité de la ligne de rivage, la série inférieure se distinguant le plus nettement des deux autres qui cor-

respondent à des conditions sédimentaires plus similaires dans un domaine littoral dont la configuration était également plus identique. L'interprétation chronostratigraphique sera discutée au terme de l'inventaire des données analytiques actuellement acquises.

### 3. GRANULOMETRIE DE LA FORMATION D'HERZEELE ET DE LA COUVERTURE. (N. CUNAT)

Un échantillonnage des différentes unités lithostratigraphiques de la Formation d'Herzeele et de la couverture a été effectué en divers points du profil général (Fig. 2).

#### 3.1. Méthodes d'étude.

Les méthodes employées pour l'étude granulométrique de ces échantillons ont été d'une part la méthode "d'analyse discontinue par sédimentation" pour la fraction inférieure à  $20\mu$ , l'appareil utilisé étant le bain-marie de Rivière, et d'autre part le tamisage à sec pour les particules supérieures à  $20\mu$ . Tous les échantillons ont été traités à l'eau oxygénée afin d'éliminer la matière organique. Ils ont ensuite été soumis à une dispersion chimique par le tryphosphosphate de soude et à une agitation mécanique de quelques heures. Ces échantillons, non calcaires, n'ont pas subi d'action à l'acide chlorhydrique. Les résultats obtenus sont figurés sous la forme d'un diagramme triangulaire des textures distinguant les fractions sableuse ( $2\,000$  à  $50\mu$ ), limoneuse ( $50$  à  $2\mu$ ) et argileuse ( $< 2\mu$ ), (Fig. 4), de cour-

bes cumulatives (Fig. 5.9) et d'un tableau de valeurs caractéristiques et d'indices (Tabl. 1).

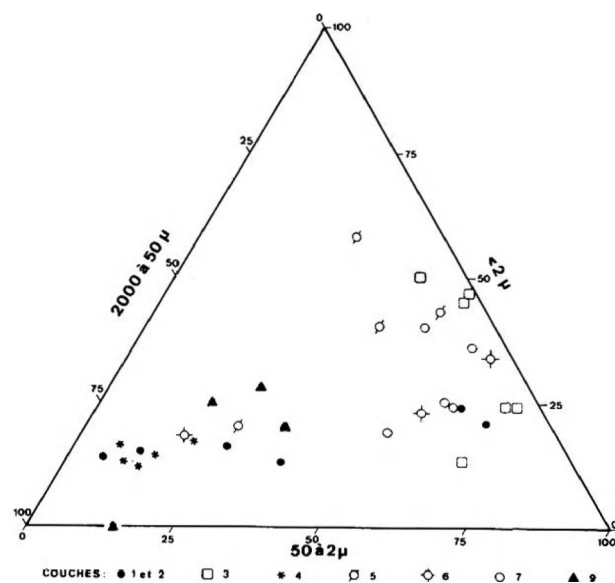


Fig. 4. — Diagramme triangulaire des textures des unités de la Formation d'Herzeele (3 - 4 - 5 - 6 - 7 et 9) et de la couverture (1 et 2).

Tableau 1

Echantillons	$Q_1$ en $\mu$	Méd. en $\mu$	$Q_2$ en $\mu$	$Qd\varphi$ Krumbein	Indice d'énergie	Indice d'Hissink et Zuur
<i>Unité 3</i>						
220 - 5	4	55	75	4.25	2.14	44
220 - 6	9.5	48	88	3.25	1.83	66.50
220 - 7	0.3	3	30	3.35	0.41	75
220 - 8		2	36		0.45	75.7
220 - 9	2.2	56	76	5.15	2.03	76.5
220 - 10	3	55			0.61	47.3
<i>Unité 4</i>						
175 - 13	41	48	56	0.20	4.4	88.8
175 - 16	43	52	60	0.20	4.10	87
175 - 17	49	59	68	0.25	5.32	90.3
175 - 18	51	61	71	0.25	6.10	85.7
175 - 19	53	64	75	0.25	5.03	78.7
<i>Unité 5</i>						
145 - 1		0.8	15		0.28	77
145 - 2	0.24	10	40	3.70	0.82	86
80 - 4			30		0.37	62.5
80 - 5	7	55	72	1.70	2.40	77.7

*Unité 6*

145 - 3	0.4	29	40	3.30	1.02	69.4
145 - 4	2.6	36	49	2.12	1.77	75.8
80 - 6	30	62	62	0.72	3.28	80

*Unité 7*

145 - 5	1.15	11	40	2.60	0.62	70
145 - 6	2.3	11	34	1.95	0.45	40
145 - 7	1.2	22	30	2.35	0.41	75
145 - 8	3.4	16,5	175	2.87	0.75	36.7
155 - 2	2.2	10	33	2.05	0.48	33.9

*Unité 9*

80 - 7	2	65	130	3.07	2.06	80.6
80 - 9	0.95	45	90	3.30	1.70	82.3
80 - 8	7.5	85	140	2.07	2.3	71.4
80 - 11	75	120	140	0.37	30.3	

**3.2. Les types de faciès granulométriques.****1. La couverture.**

La couverture (Unités 1 et 2) présente deux faciès bien distincts. La couche supérieure a une texture de loess typique avec dominante de la classe des limons grossiers (40 %), 20 à 25 % d'argile et 10 à 12 % de sable fin essentiellement inférieur à 200  $\mu$ , alors que les couches de l'unité 2 ont un faciès sableux à argilo-sableux où les sables représentent plus de 50 % de l'échantillon et une proportion de sable grossier (> 200  $\mu$ ) qui peut atteindre 13 %. Les niveaux plus sableux sont associés à des cailloutis et tapissent les niveaux de cryoturbation et de fentes. Ils sont surmontés par des sables légèrement limoneux dont le faciès bimodal les rattache aux sables de couverture. La couverture présente donc les caractéristiques des formations éoliennes de versant (Fig. 5).

**2. La Formation d'Herzelee.**

Les unités 4 et 9 se distinguent par leur homogénéité ; en effet l'unité 4 a un faciès typiquement sableux avec plus de 70 % de particules supérieures à 50  $\mu$ , mais il s'agit de sables très fins (Méd. 50 à 65  $\mu$ ). Tous les échantillons prélevés dans cette unité confirment ce résultat. Quant à l'unité 9, l'horizon supérieur (9a) a un faciès argilo-sableux avec 25 % d'argile et environ 50 % de sable, l'horizon (9b) sous-jacent a une texture beaucoup plus sableuse où les particules inférieures à 2  $\mu$  n'apparaissent pas. Il y a donc dans l'unité 9 un passage progressif du faciès sableux au faciès argilo-sableux, lorsque l'on se rapproche de l'horizon tourbeux.

Quant aux unités 3, 5, 6 et 7, la majorité des échantillons présente un faciès argilo-limoneux caractérisé par : sable < 35 %, limon > 40 % et argile entre 25 et

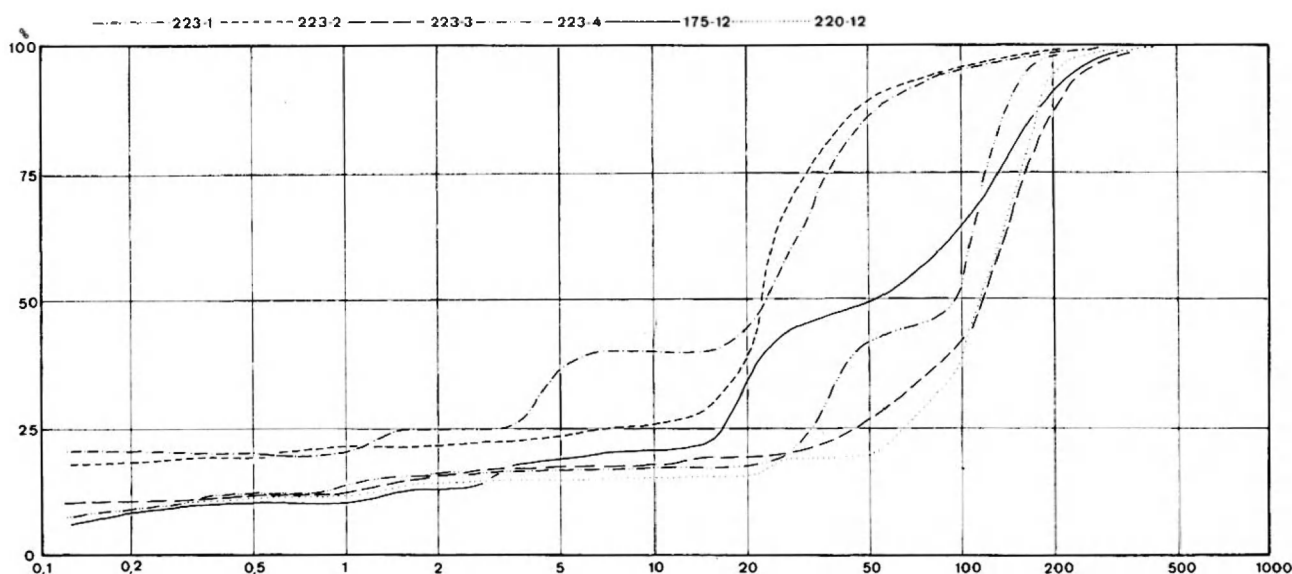


Fig. 5 – Courbes granulométriques cumulatives de la couverture de la Formation d'Herzelee

Unité 1 : 223-1, 223-2,

Unité 2 : 223-3, 223-4, 175-12, 220-12.

60 % ; mais d'autres échantillons sont dispersés avec des faciès soit argileux, soit argilo-sableux, soit limoneux, soit sablo-limoneux.

Ce sont des couches très hétérogènes où le faciès argileux caractérise l'horizon supérieur de l'unité 5. Au point 70-80, les échantillons de la poche sableuse incluse dans l'unité 5 présentent un faciès qui se rapproche du faciès des sables de l'unité 4 et des lits sableux de l'unité 3.

La caractérisation des faciès granulométriques montre donc la présence de trois types de dépôts dans la Formation d'Herzele : l'unité 4 sableuse, l'unité 9, sableuse à argilo-sableuse, les unités 5-6-7 argilo-

limoneuses, l'unité 3 présentant des similitudes avec l'unité 5.

### 3.3. Les types de sédimentation.

#### 1. Courbe cumulative, médiane et indices de classement.

Pour l'unité 4, toutes les courbes ont une pente très forte, un  $Qd \varphi$  (Krumbein) de l'ordre de 0,2, une médiane égale à  $50 \mu$  ; ce sont des sables très bien triés, caractéristiques de la sédimentation marine (Fig. 6).

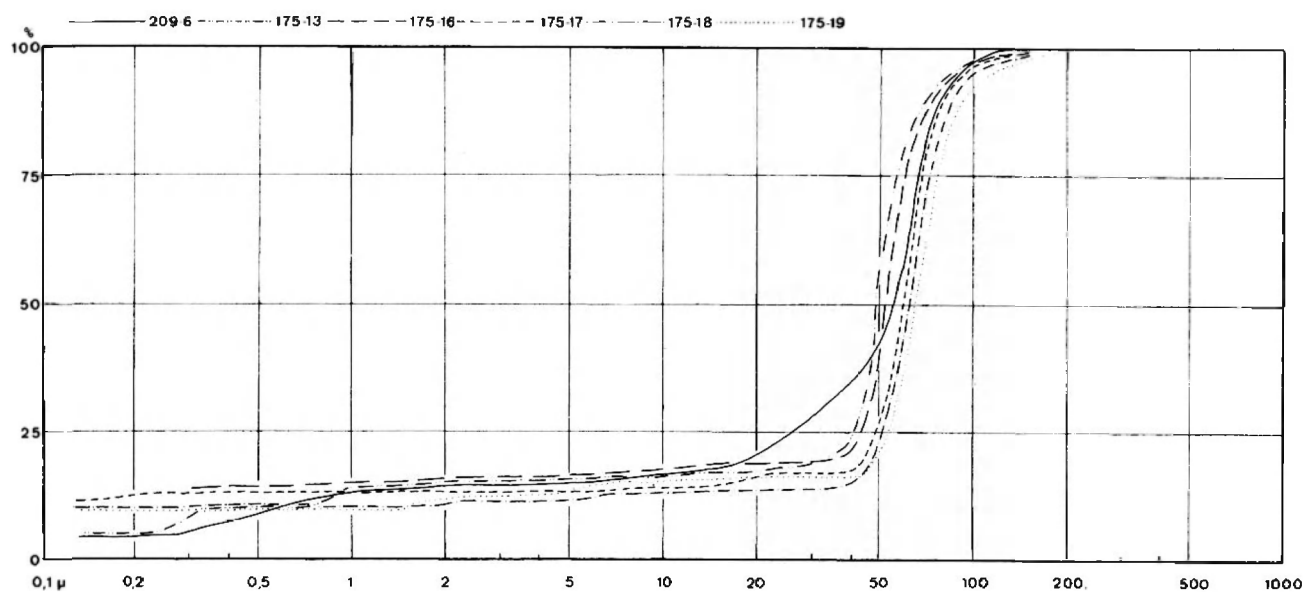


Fig. 6. — Courbes granulométriques cumulatives des sables coquilliers (unité 4) de la Formation d'Herzele.

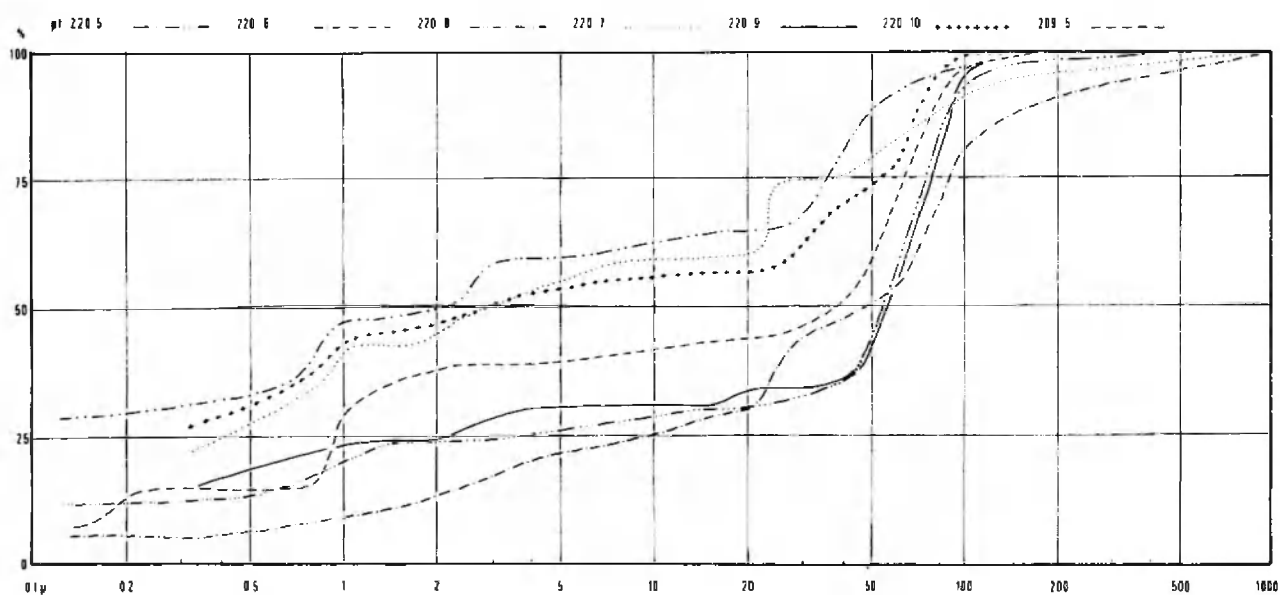


Fig. 7. — Courbes granulométriques cumulatives de l'unité 3 de la Formation d'Herzele.

Pour l'unité 9, le classement est faible ( $Qd\varphi = 3,15$ ) dans la couche supérieure qui est aussi la plus argileuse du complexe (Médiane de l'ordre de  $50\mu$ ) ; par contre les couches inférieures sont sableuses (médiane :  $100\mu$ ) et se caractérisent par un bon triage des particules comprises entre  $100$  et  $200\mu$ . Dans l'unité 9, le classement diminue progressivement vers le haut (Fig. 9).

L'unité 3 comporte deux types de sédiments bien contrastés (Fig. 7) ; d'une part des lits sableux bien triés (Médiane : environ  $50\mu$ ) et d'autre part des lits argileux avec une médiane égale à  $2\mu$ . Souvent nous avons des courbes parallèles qui montrent que les lits

sableux, par exemple, ont toujours le même faciès granulométrique, que ce soit dans l'horizon inférieur ou dans la couche même. C'est un dépôt finement lité et les courbes plurimodales peuvent être dues à un mélange de lits lors de la prise de l'échantillon.

Les unités 5, 6 et 7 possèdent des  $Qd\varphi$  et des médianes très variables. Nous pouvons remarquer que les courbes représentatives des horizons argileux de l'unité 3 sont très proches de celle de l'horizon supérieur de l'unité 5 : médiane de l'ordre de  $1$  à  $2\mu$  (Fig. 8, 9).

Ce sont aussi les courbes les plus proches de la courbe représentative de l'argile Yprésienne (N. Cunat, 1973 ; J. Sommé ; 1975).

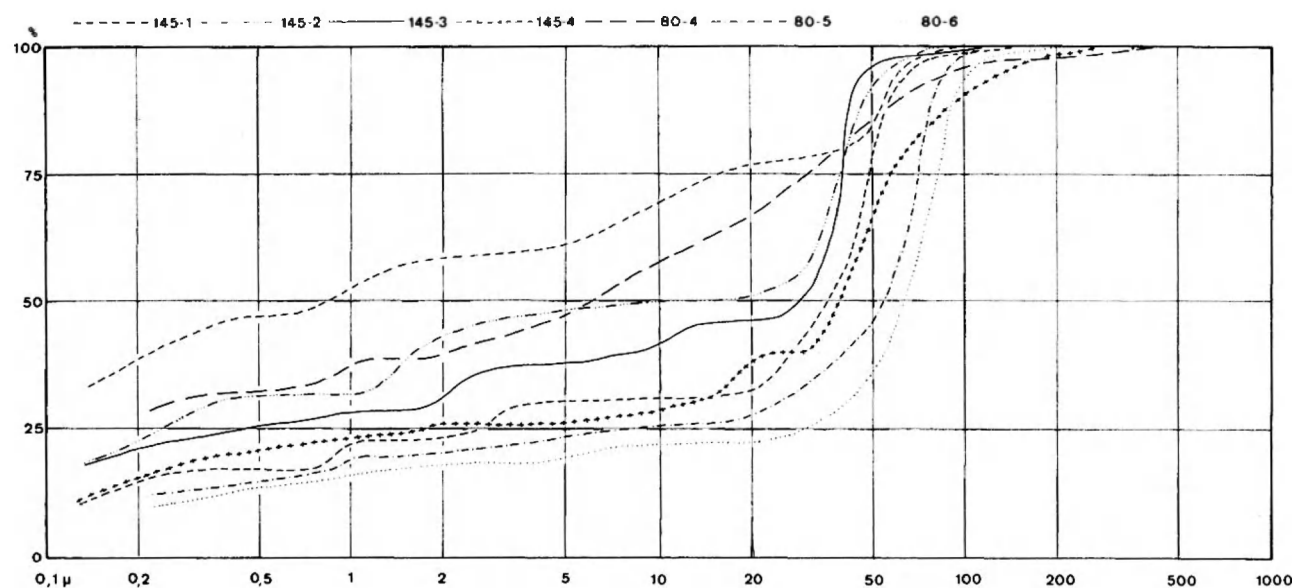


Fig. 8. — Courbes granulométriques cumulatives de l'unité 5 (145-1, 145-2, 80-4, 80-5) et de l'unité 6 (145-3, 145-4, 80-6) de la Formation d'Herzele.

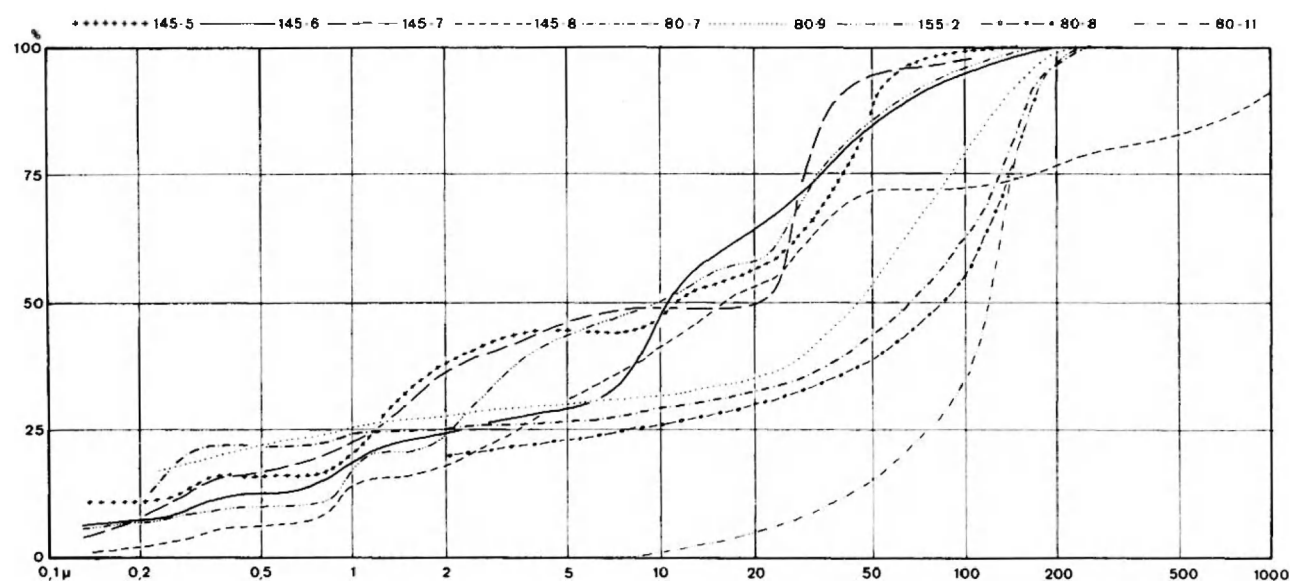


Fig. 9. — Courbes granulométriques cumulatives de l'unité 7 (145-5, 145-6, 145-7, 145-8) et de l'unité 9 (80-7, 80-9, 80-8 et 80-11) de la Formation d'Herzele.

Les échantillons de la poche sableuse de l'unité 5 (Fig. 8) ont aussi des courbes voisines de celles des lits sableux de l'unité 3 avec une médiane proche de  $50\ \mu$  et une pente assez forte entre  $50$  et  $100\ \mu$ . Par contre, la médiane de l'unité 6 est de l'ordre de  $30$  à  $40\ \mu$  avec une partie de limon fin très représentée. Si nous comparons ces courbes avec celles des sédiments éocènes, un rapprochement peut se faire entre les lits sableux de l'unité 3 et les sables Yprésiens caractérisés par une médiane de l'ordre de  $60\ \mu$  (pour la partie sableuse) et entre l'horizon sableux de la couche 9 et les formations lutétiennes ou paniséliennes (J. Sommé, 1975).

Mais les formations quaternaires ont en général des faciès plus limoneux que les formations tertiaires : les parties sableuses sont seules comparables.

## 2. Indice d'énergie et indice d'Hissink et Zuur

Pour compléter l'étude granulométrique de la Formation d'Herzeele, nous avons retenu deux autres indices (tableau 1).

L'indice d'énergie représente le rapport entre le pourcentage de particules supérieures à  $32\ \mu$  et le pourcentage de particules inférieures à  $16\ \mu$  ; la partie médiane est ignorée car elle ne donne aucun renseignement exact en ce qui concerne l'énergie du milieu (P. Diriken, 1974).

L'indice d'Hissink et Zuur (F. Verger, 1968) correspond à :

$$100 \times \frac{\text{poids des grains} < 2\mu}{\text{poids des grains} < 16\mu}$$

## 4. LES MINÉRAUX DENSES TRANSPARENTS DE LA FORMATION D'HERZEELE (E. JUVIGNE)

### 4.1. Prélèvements et traitement.

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans chacune des unités lithologiques distinguées dans la coupe ; pour disposer d'une série complète, deux séquences ont dû être échantillonnées, l'une entièrement à  $67\ \text{m}$ , l'autre partiellement à  $219\ \text{m}$  (localisation sur la figure 2 ; description sur la figure 10a).

Chaque échantillon a été traité suivant une méthode basée sur la séparation dans le bromoforme par centrifugation (E. Juvigné, 1974).

### 4.2. Comptages.

Nombreux sont les auteurs qui ont mis en évidence des variations des associations minéralogiques en rapport avec la granulométrie. Au terme d'une brève étude des sables éoliens de Campine, nous avons également

L'unité 4 se caractérise par un indice d'énergie marin très élevé (4 à 6) : la proportion des grains de  $0$  à  $2\ \mu$  par rapport aux grains de  $2$  à  $16\ \mu$  n'y varie guère. L'indice de Zuur est très élevé, supérieur à 78, les sédiments fins ont donc été soumis à un brassage marin permettant la formation dans l'eau salée de particules flocculées à composition granulométrique constante.

Les unités 5, 6 et 9a, bien que l'indice d'énergie des milieux soit faible, possèdent aussi des indices de Zuur compris entre 60 et 80. Pour les unités 3 et 7, nous avons de grandes variations dans les valeurs de l'indice de Zuur qui peut tomber à des valeurs inférieures à 40 : ce phénomène pourrait traduire une diminution momentanée de la salinité du milieu (F. Verger 1968).

Nous aurions donc confirmation pour l'unité 3 d'un type de dépôt non typiquement marin, ainsi que pour le début de la sédimentation de l'unité 7.

Nous avons donc, dans la couverture, deux faciès granulométriques distincts, d'une part le faciès de loess typique représenté par un limon de surface et d'autre part, le faciès limono-sableux et sableux des sables éoliens de couverture.

Dans la Formation d'Herzeele, on peut distinguer trois séries marines à faciès granulométriques différents, parmi lesquelles l'unité 9 avec sa texture grossière dominante, s'individualise nettement.

obtenu des associations minéralogiques différentes suivant que l'on considère la fraction de  $30$  à  $60\ \mu$ , représentative des loess, ou celle de  $60$  à  $120\ \mu$  caractéristique des sables fins (E. Juvigné, 1978). Pour les échantillons de Herzeele, les comptages ont été effectués en tenant compte des mêmes classes et plus de cent minéraux ont été déterminés dans chacune. Les grains de moins de  $30\ \mu$  n'ont pas été considérés en raison des difficultés de détermination au microscope polarisant ; en les comptabilisant, nous enregistrons un accroissement considérable du nombre des minéraux indéterminés. Les minéraux de  $120$  à  $240\ \mu$  sont très rares (Fig. 10b) et nous n'avons pas observé suffisamment de grains pour calculer des pourcentages valables des diverses espèces minérales dans cette classe.

La figure 10b montre que dans chaque échantillon la fraction de  $30$  à  $60\ \mu$  est la mieux représentée ; elle est toujours supérieure à 55 % et peut atteindre 95 % dans la couverture éolienne supérieure (loess). Les minéraux

du Marin III et de la base de la couverture éolienne sont un peu plus grossiers que ceux des formations inférieures ; les grains de 60 à 120  $\mu$  y représentent de l'ordre de 30 % des trois classes étudiées.

#### 4.3. Différences minéralogiques entre classes granulométriques dans les formations marines pléistocènes.

En général, deux groupes de minéraux sont plus abondants dans la classe de 30 à 60  $\mu$  que dans celle de 60 à 120  $\mu$  ; ce sont le zircon et les polymorphes du  $\text{TiO}_2$  (rutile, anatase, brookite). Pour les autres minéraux, c'est généralement l'inverse mais les différences sont moins nettes parce que réparties sur un plus grand nombre d'espèces minérales.

Il n'existe pas dans la littérature d'analyses minéralogiques fractionnées d'autres formations marines pléistocènes et nos observations ne peuvent donc être comparées à aucune autre ; il n'est pas possible d'en comprendre la signification à l'heure actuelle.

#### 4.4. Les variations minéralogiques dans les formations marines.

De l'examen des courbes de la figure 10c il ressort que la variation la plus caractéristique est celle des pourcentages de la hornblende verte. Dans les deux classes granulométriques les valeurs sont faibles tant dans l'Yprésien que dans le Marin I (moins de 5 %). Un accroissement sensible se marque de la base au sommet du Marin II ; les valeurs s'étalent de 15 % à 22 % dans le Marin III.

Dans une moindre mesure, les courbes du groupe de l'épidote fluctuent dans le même sens. Dans le Marin I, les pourcentages sont faibles (moins de 14 %) et la courbe est discontinue. Par contre, dans tous les niveaux sus-jacents la courbe est continue avec des valeurs de 3 à 16 %.

La diminution qui compense ce double accroissement ne se marque de façon nette que sur les courbes de zircon. Nous n'avons pas observé de faciès d'altération sur la hornblende verte ou l'épidote dans les niveaux inférieurs si bien que nous croyons pouvoir attribuer l'ensemble des variations minéralogiques précitées à un changement de source qui serait intervenu entre les dépôts du Marin I et du Marin II. L'aspect progressif des variations, observées notamment sur les courbes de la hornblende verte, peut s'expliquer par un remaniement partiel des formations du Marin I et de ses propres sources auquel s'est ajouté un apport nouveau riche en hornblende verte.

Une analyse de la littérature relative aux associations de minéraux denses des formations préquater-

naires \* nous a permis de conclure qu'en Belgique les terrains post-tongriens sont plus riches en hornblende verte que les prérupéliens. Nous pensons donc que la source du Marin I est à rechercher principalement dans les formations prérupéliennes. Par la suite, les formations post-tongriennes ont joué un rôle de plus en plus important dans l'alimentation du dépôt.

*Remarque :* Dans les couches de la carrière de Wissant (Boulonnais) M. Ters (in M. Ters et J.P. Pinot, 1969) a observé un accroissement des pourcentages de minéraux fragiles (hornblende + épidote + grenat + sphène + apatite) de la base au sommet. Les valeurs sont d'environ 8 % dans les graviers inférieurs (Günz-Mindel ou InterMindel) et s'élèvent jusqu'à environ 40 % dans les couches würmiennes. Si nous adoptons pour nos résultats les mêmes groupements, nous obtenons un résultat identique \*\*, ce qui nous permet de proposer une corrélation entre les deux coupes.

Deux autres variations mineures peuvent être observées au passage du Marin II au Marin III. Elles consistent en un abaissement des pourcentages de sphène dans chaque classe granulométrique et de la disparition du disthène dans la classe de 60 à 120  $\mu$ . La signification de ces observations ne peut être déterminée faute de termes de comparaison.

#### 4.5. La minéralogie dans la couverture continentale.

##### 1) Les loess.

La composition minéralogique de la couverture loessique est identique à celle des loess weichseliens de Moyenne Belgique comme l'indique, par exemple, dans la classe de 30 à 60  $\mu$  le rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile qui vaut ici 0,85 (E. Juvigné, 1978).

##### 2) Les sables.

Dans les sables, il n'y a pas de différence importante entre les associations minéralogiques des deux classes étudiées. Dans ce cas, une seule source suffirait pour expliquer l'origine de cette formation qui pourrait être apparentée aux sables marins III et aux sables tertiaires post-tongriens.

Contrairement à ce que nous avons observé dans les sables éoliens de Campine septentrionale (E. Juvigné, 1978), la fraction limoneuse peut n'avoir aucun rapport avec des loess d'origine nordique ; nous ne lui appliquerons donc pas les calculs d'indices destinés à

\* Y. de Magnée et P. Macar (1936), R. Tavernier (1943 et 1947), P. Bourguignon (1954), C. Pomerol (1965) et L. Huygebaert (1961).

\*\* L'apatite n'existe pas dans nos comptages car nos échantillons ont été traités aux acides.

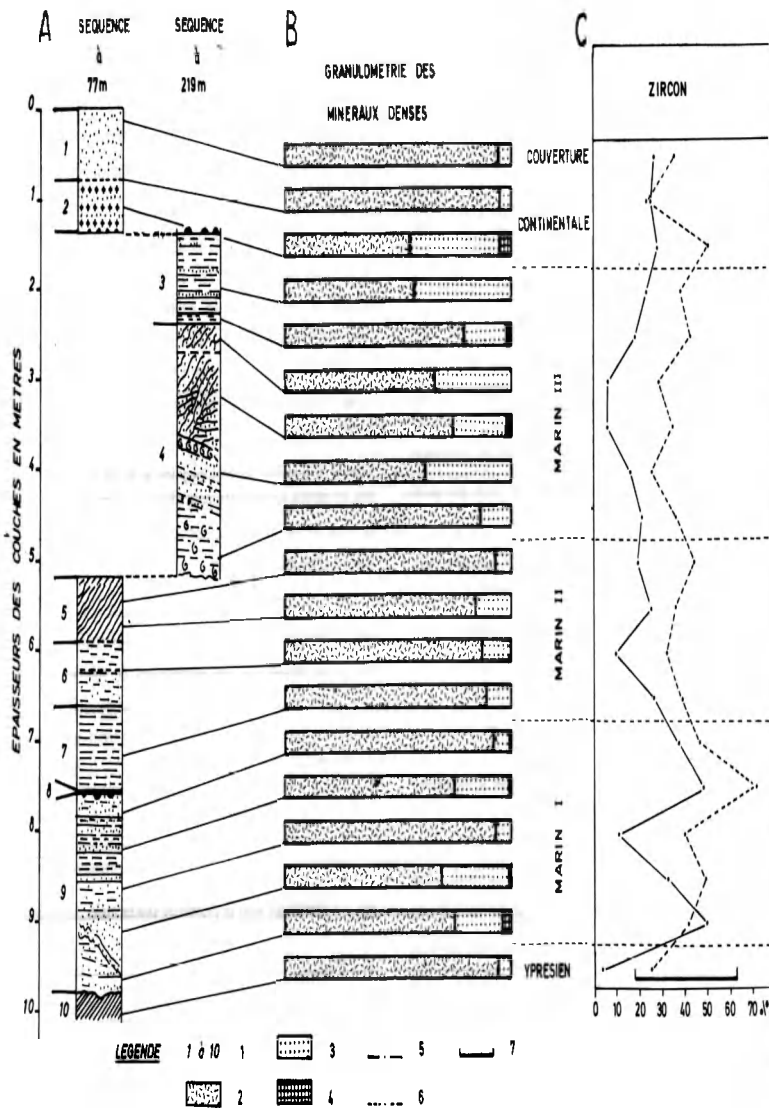


Fig. 10. — Les minéraux denses transparents de la coupe de Heerzele

A. Les deux séquences étudiées et la position des échantillons prélevés.

B. Granulométrie des minéraux denses de plus de 30  $\mu$

C. Evolution stratigraphique des pourcentages de chaque espèce minérale dans les classes de 30 à 60  $\mu$ , et de 60 à 120  $\mu$ .

1. Les unités lithologiques

2. Fraction des minéraux denses de 30 à 60  $\mu$

3. Fraction des minéraux denses de 60 à 120  $\mu$

4. Fraction des minéraux denses de 120 à 240  $\mu$

5. Pourcentages de chaque espèce minérale dans la classe de 30 à 60  $\mu$ .

6. Pourcentages de chaque espèce minérale dans la classe de 60 à 120  $\mu$ .

7. Pourcentages de chaque espèce minérale dans l'Yprésien d'après l'ensemble des données de la littérature : Y. de Magnée et P. Mazur (1936), R. Tavernier (1943 et 1947), P. Bourguignon (1954), C. Pomeroy (1965) et L. Huygebaert (1961). Aucune précision relative à la granulométrie n'est fournie par les auteurs.

déterminer l'âge des loess et nous nous garderons de tirer des conclusions abusives.

Une nouvelle fois, nous devons attendre des recherches ultérieures pour établir des comparaisons et comprendre la signification de nos observations.

#### 4.6. Les minéraux d'origine volcanique.

Quelques minéraux denses d'origine volcanique ont été observés à différents niveaux ; ils n'existent cependant qu'à l'état de traces.

Sur l'ensemble des échantillons propres à chaque formation marine, nous avons trouvé :

— dans le marin I : quatre pyroxènes monocliniques.

— dans le marin II : deux pyroxènes monocliniques

— dans le marin III : huit hornblendes basaltiques

Dans les sables continentaux, les minéraux volcaniques sont un peu plus nombreux ; tout en n'atteignant jamais 1 % des minéraux denses, ils apparaissent parfois à concurrence de 2 ou 3 grains par gramme de sédiment sec dans la partie inférieure de la couche 2. Il s'agit non seulement de hornblendes basaltiques et de pyroxènes monocliniques (avec notamment l'augite aciculaire) mais aussi de quelques rares enstatites (3 grains). En tout environ 25 minéraux volcaniques ont été observés.

En nous basant sur un strict plan minéralogique, nous ne pouvons bien sûr nous empêcher de signaler que le tuf de Rocourt d'âge Vistulien I (E. Juigné, 1977) contient les mêmes minéraux que ceux découverts dans les sables éoliens de Heerzele, mais l'âge de la présente formation, déterminé par d'autres critères stratigraphiques, s'oppose à la corrélation. La présence de minéraux volcaniques dans les formations marines

sous-jacentes permet aussi d'argumenter contre la corrélation avec le tuf de Rocourt.

#### 4.7. Conclusion

L'étude des minéraux denses de la coupe de Heerzele nous a permis de mettre en évidence un changement de source intervenu après la sédimentation du Marin I. Un parallélisme a été proposé avec la coupe de Wissant.

Les sables éoliens ne peuvent être mis en corrélation avec ceux de Campine septentrionale (Belgique) car les associations minéralogiques ne présentent pas des caractères comparables.

La minéralogie de la couverture loessique atteste l'âge weichselien de cette formation.

Des minéraux volcaniques ont été observés à différents niveaux. Ils sont les mêmes que ceux du tuf de Rocourt mais leur âge et leur origine est probablement différente.

## 5. ETUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX DE LA FORMATION D'HERZEELE (J. THOREZ et A.F. HARDY)

### 5.1. Matériaux et méthode d'étude.

Les échantillons analysés ont été prélevés dans les unités lithostratigraphiques situées aux points 65 et 212 m. (Fig. 2). La composition minéralogique de la fraction inférieure à 2 microns a été analysée par diffraction des rayons X sur agrégats orientés. Outre les tests classiques (échantillon au naturel, glycolé et chauffé à 490°C), des essais complémentaires (saturations aux  $MgCl_2$ ,  $KCl$  et  $LiCl$ , avec glycolage/glycérolage et chauffages subséquents) (Thorez, 1965 et 1976) ont été systématiquement appliqués en vue de lever les indéterminations et de préciser la nature des minéraux argileux, simples et interstratifiés.

Aucune autre méthode d'investigation n'a été appliquée, comme l'ATD ou l'analyse chimique, en raison de l'hétérogénéité des mélanges de composants argileux.

Au point de vue quantification des assemblages, on a fait appel à une fréquence relative basée sur 10 unités (association totale = 10), déterminée par mesure de l'intensité des réflexions principales au cours des divers traitements diagnostiques.

### 5.2. Composition des minéraux argileux

Seuls ont été pris en considération les minéraux argileux cristallisés, à l'exclusion des substances amorphes et des autres minéraux tels que le quartz, le feldspath, le carbonate, le sulfate, les oxydes et hydroxydes de Fe et de Mn.

#### 1) L'illite (I).

Le minéral est aisément reconnaissable par sa séquence de réflexions harmoniques à 10 Å, 5 Å et 3,3 Å stables à l'éthylène glycol et au chauffage.

Divers auteurs ont cherché à utiliser l'illite pour saisir les degrés d'évolution au cours de l'altération ou de la diagenèse. Parmi les techniques proposées figure celle de Esquevin (1969) parce que simple à mettre en œuvre. Elle se ramène en effet à mesurer, sous forme de rapport  $I(002)/I(001)$ , les intensités des réflexions (002) à 5 Å, et (001) à 10 Å. Les valeurs inférieures à l'unité, permettent une estimation indirecte du contenu en  $Al_2O_3/MgO + FeO$  dans la couche octaédrique des minéraux du groupe des micas. Ainsi, les valeurs supérieures à 0,4 correspondent à des compositions de muscovite ; celles comprises entre 0,3 et 0,4, à des phengites ; celles comprises entre 0,15 et 0,3 à des mélanges, en solution solide, de muscovite et de biotite ; enfin, les valeurs inférieures à 0,15 indiquent une composition de biotite. Notons que certaines glau-

conites du Tertiaire belge atteignent des valeurs nettement inférieure à 0,05, et que, d'autre part, la dégradation du réseau d'une illite s'accompagne d'une baisse notable, jusqu'à 0,15 du rapport Esquevin (1969).

Dunoyer de Segonzac (1968) et Esquevin (1969) ont montré tout l'intérêt d'une exploitation de la mesure d'un indice d'aigu en vue de caractériser l'évolution diagenétique d'un mica-illite. Thorez (1976) en fait un usage différent permettant de suivre graphiquement les degrés dans l'altération du réseau, d'une illite. Rappelons que dans l'une ou l'autre méthode, l'indice correspond à la mesure (en mm) de la largeur à mi-hauteur de la réflexion principale à 10 Å — l'intensité totale étant comptée de l'apex au bruit de fond reconstitué. Cette mesure n'est possible que si la réflexion est parfaitement individualisée vis-à-vis des autres réflexions situées, pour d'autres minéraux, du côté des petits angles, raison pour laquelle l'indice est mesuré sur les diffractogrammes des échantillons glycolés.

Dans cette étude, l'indice d'aigu n'a pu être systématiquement mesuré en raison des interférences dues aux autres composants dont l'espacement basal est supérieur à 10 Å, ou par suite d'un manque d'individualisation de la réflexion à 10 Å dont la plus grande partie était "noyée" dans le bruit de fond. Dès lors, compte tenu de la finesse relative de la partie émergente du pic, les illites ont été grossièrement qualifiée comme suit : I p.a. = illite à pic aigu ; Ip.l = illite à pic large ; Io = illite ouverte. Une représentation graphique contrastant le rapport Esquevin et l'indice d'aigu est présentée à la figure 11. On peut ainsi constater qu'aux

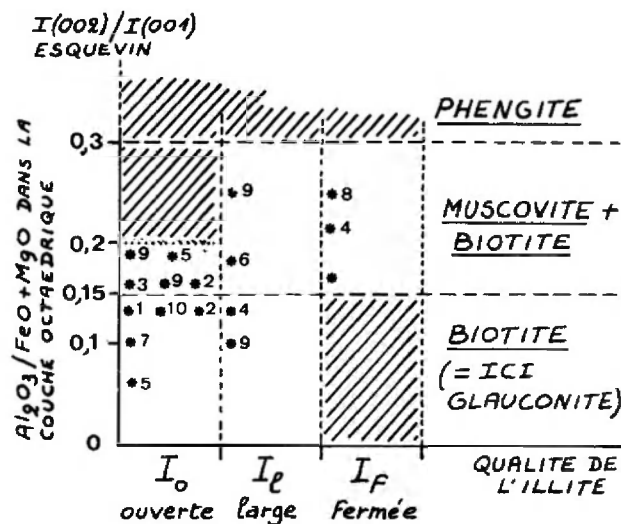


Figure 11. — Qualité du matériau illitique dans les unités lithostratigraphiques d'Herzele, en fonction de l'état d'ouverture des feuillets à 10 Å (Illite fermée, large ou ouverte) et du rapport  $I(002)/I(001)$  de Esquevin (1969) fixant la composition en  $Al_2O_3/FeO + MgO$  de la couche octaédrique.

illites les plus ouvertes (dégradées) correspondent les valeurs les plus basses du rapport Esquevin. La majorité des composants illitiques se situent d'ailleurs dans un domaine de composition  $Al_2O_3/FeO + MgO$  caractérisant des illites apauvries en alumine. Les numéros correspondent aux unités lithostratigraphiques reconnues à Herzele. Il faut également souligner le caractère ubiquiste des illites au travers de toute la série étudiée. Les trois variétés, fine, à pic large et ouverte, sont représentées en "alternance" et se trouvent associées à d'autres composants (figures 15a et 15b).

2) *Les matériaux gonflants* (minéraux simples : montmorillonite, M ; beidellite, Bei ; interstratifiés irréguliers : (10-14<sub>M</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>).

Les échantillons analysés sont marqués par la nette prédominance d'une argile gonflante dont la réflexion basale, au naturel, se situe entre 12 et 15 Å, passe à 17 Å au glycol pour se tasser à 10 Å au chauffage. Ce sont-là, suivant les tests classiques, les comportements d'une smectite. La nature de celle-ci, telle qu'elle est déduite de l'analyse aux rayons X après divers traitements au KCl et surtout au LiCl (Greene-Kelly, 1953) nous amène à développer quelque peu ce paragraphe en raison des conséquences génétiques que revêt la présence d'un tel matériau à Herzele.

On sait que le groupe des smectites est en réalité composé d'un nombre assez large d'espèces dont la nature ne peut être déduite du seul examen aux rayons X. Dans le cas de phase monominérale, l'analyse thermique différentielle peut conduire à une différenciation assez nette en espèces Cheto ou Wyoming, en montmorillonite *sensu stricto* et beidellite. De même l'analyse chimique d'une smectite pure peut permettre le calcul de la répartition des ions dans la structure des minéraux, les cations étant répartis théoriquement entre les 22 valences négatives des 11 oxygènes de la demi-maille. Le Si est affiché dans les tétraèdres qui sont complétés par les Al. Les octaèdres sont garnis par les ions Al, Fe et Mg. La charge du feuillet est obtenue par l'addition du déficit de valence dû à Al dans les tétraèdres, et celui de Mg dans les octaèdres. Cette charge est équilibrée par les ions interfoliaires qui correspondent à une population de cations divers, population qui contient en priorité Ca et les ions alcalins non comptabilisés, et, par convention, une petite fraction des ions octaédriques comptés en position interfoliaires proportionnellement à leur teneur.

Certes, sans vouloir nier l'utilité de l'ATD et de l'analyse chimique, il y a lieu de considérer que leurs résultats, dans le cas de mélanges de composants, restent sujets à caution. En outre la cristallinité et l'hétérogénéité même de la phase gonflante sont telles, comme dans le cas d'Herzele, que ce type d'analyse est voué à un échec, ou du moins à des incertitudes. Or de nombreux travaux indiquent que la nature même d'une smectite se trouve étroitement liée à sa genèse : beidellite des vertisols, montmorillonite de néoforma-

tion aux dépens soit des ions disponibles dans le milieu soit au départ d'un substrat feldspathique, ou encore beidellite dérivant, par dégradation, d'un réseau micacé (illitique).

D'autre part, on sait aussi que tout minéral gonflant à 17 Å sous l'effet de l'éthylène glycol ou du glycérol n'est pas nécessairement un minéral smectitique *sensu stricto*. Divers travaux, rappelés par Thorez (1976), indiquent les confusions possibles, notamment entre vermiculite désaturée et smectite, et l'existence de divers interstratifiés illite-smectite aux diffractogrammes d'échantillon glycolé très voisins de ceux d'une véritable smectite, de matériaux intermédiaires entre vermiculite et smectite (Robert et Barshad, 1972).

Le diffractogramme d'une smectite est souvent pauvre en réflexions harmoniques en dehors de la réflexion basale, notamment à celle à 17 Å après action des polyalcools. On a tendance à considérer les smectites à 12 Å (au naturel) comme étant sodiques et celles à 15 Å, comme calciques, alors qu'en réalité l'espacement basal est fonction du degré d'hydratation au moment de l'enregistrement aux rayons X. Le faciès même de la réflexion à 17 Å varie : étroitesse jointe à une grande intensité, élargissement de la réflexion concomitante à une baisse notable de l'intensité. Ces variations de faciès ont amené Biscaye (1965) à les formuler sous la forme d'un rapport v/p qui traduit la hauteur de la dépression (vallée) par rapport à l'intensité de la réflexion à 17 Å, comptée à partir du bruit de fond. Thorez (1976) a amplifié cette différenciation en faciès par l'introduction de variétés qui sont basées à la fois sur la valeur du rapport v/p et sur la présence et l'individualisation des autres réflexions harmoniques après glycolage. Thorez (1976) introduit ainsi une série de variétés A à E qui reflètent en quelque sorte la cristallinité du matériau sans tenir compte de l'espèce minérale. A la variété la mieux cristallisée (A) correspondent ainsi les valeurs les plus élevées (aux environs de 0,8) du rapport v/p ; les variétés moins bien cristallisées et très mal structurées, sont associées des valeurs respectivement proches de zéro ou négatives (jusqu'à -0,4). Ce type de critère qualitatif et semi-quantitatif a été introduit dans cette étude en vue de départager les matériaux smectitiques avant que ne prenne place une identification plus précise en espèce, notamment à l'intervention du test de Greene-Kelly (1953).

La nature minéralogique des smectites peut être précisée au cours des saturations aux KCl et LiCl, avec chauffages et action des polyalcools en vue, précisément, de déterminer l'origine possible de la phase gonflante (Robert, 1972 ; Robert et Barshad, 1972 ; Tardy, 1969) : transformation ou néoformation.

Des études récentes traitent des effets de la saturation à l'ion K et indiquent que ce dernier ne s'insère pas dans les feuillets du minéral, mais demeure dans les espaces interfoliaires en donnant un écartement varia-

ble suivant la quantité d'eau adsorbée. De plus la répartition même des ions K n'est pas homogène dans ces espaces interfoliaires car l'écartement des feuillets, pour un même minéral, peut varier entre 10 Å et 17 Å fait d'ailleurs constaté dans la présente étude. Un tel comportement est symptomatique d'une alternance plus ou moins régulière des charges situées en position octaédrique ou tétraédrique.

En règle générale, la saturation au KCl donne lieu à deux types de comportement auquel, à chaque fois, il correspond une variété minéralogique. On peut les résumer de la manière suivante.

Le minéral donne après saturation et séchage à l'air une réflexion fine résultant du rabatement vers les grands angles de l'espacement basal initial. Le chauffage à 105° C et l'action des polyalcools n'ont aucun effet. Il s'agit d'une smectite à forte charge à laquelle correspond une fixation irréversible de l'ion K et un écartement régulier des feuillets. Un tel minéral tire son origine de la transformation d'un minéral micacé dioctaédrique (Robert, 1972 ; Robert et Barshad, 1972).

Le minéral présente une réflexion basale étalée entre 12 et 15 Å qui passe à 17 Å en présence des polyalcools. Il s'agit d'une smectite à faible charge à laquelle l'adsorption des ions K conserve sa capacité d'échange pour un modèle à feuillets à écartement variable. Robert, (1972) et Robert et Barshad (1972) le considère comme une smectite vraie, néoformée.

Ces deux types de comportement, simple ou double suivant que le minéral est homogène ou hétérogène en sa composition, deviennent cependant difficile à évaluer en cas de mélanges complexes incluant, outre les minéraux simples (montmorillonite, beidellite), des interstratifiés irréguliers à feuillets illitiques et à interfoliaires gonflants. Dans la nature se trouvent aussi des mélanges comportant d'autres types de minéraux simples (chlorite, vermiculite) et d'interstratifiés qui en dérivent, dont la présence et la quantité gênent sensiblement l'analyse des diffractogrammes après saturation au potassium. De sorte que, le cas se présentant à Herzelee à certains niveaux stratigraphiques, le résultats de la saturation ne peuvent être considérés à l'abri de toute réserve.

Restait le test préconisé par Greene-Kelly (1953). Le traitement au LiCl suivi d'un chauffage à 250° C provoque la migration du  $\text{Li}^+$  vers les charges négatives. Au glycolage les cas suivants se présentent classiquement :

— montmorillonite (à charges négatives d'origine octaédrique) dans laquelle le Li occupe les lacunes octaédriques et compensent ponctuellement les charges. Le feuillet perd ses charges négatives et ses propriétés d'hydratation et de solvation après traitement, ce qui traduit la stabilité du réseau à l'éthylène glycol ;

— beidellite (à charges négatives tétraédriques) dans laquelle le Li ne pouvant s'insérer en position tétraédrique demeure dans les espaces interfoliaires. Le feuillet conserve ses propriétés de gonflement à l'éthylène glycol ;

— beidellite mixte (à charges tétraédriques et octaédriques) dont les propriétés de gonflement sont préservées (Glaeser et al., 1967).

La figure 12, A et B schématise ce comportement différentiel aux rayons X. D'une manière caractéristique on note que la saturation au LiCl ne provoque pas de tassement de la réflexion basale en deçà de 12 Å, tassement qui atteint la valeur de 10 Å qu'après chauffage préalable à 250° C. Ce fait est important à souligner tant pour les minéraux de type simple, montmorillonite ou beidellite, différenciés lors du traitement à l'éthylène glycol ou au glycérol.

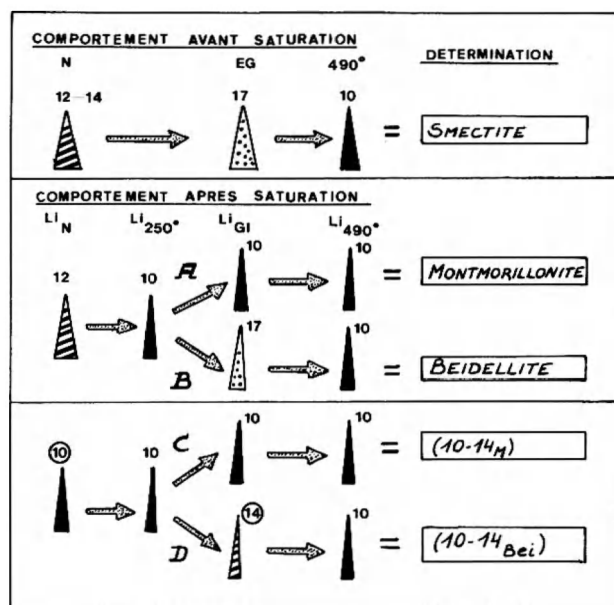


Fig. 12. — Clé d'identification des minéraux du sous-groupe des smectites (dioctaédriques) en fonction du comportement de la réflexion principale (001) avant et après saturation au LiCl (Test de Greene-Kelly, 1953).

L'analyse des échantillons d'Herzelee à prédominance smectitique en général, comparée à celle d'autres séries du Tertiaire inférieur et moyen en Belgique (inédit) indique que le comportement classique est beaucoup plus nuancé dans les séries naturelles. Ainsi deux comportements supplémentaires (figure 12, C et D) existent et peuvent "cohabiter" même avec les premières variétés.

Un premier caractère essentiel est à noter : sans qu'intervienne le chauffage à 250° C, la saturation au LiCl a pour effet de "plaquer" la réflexion basale directement à 10 Å où s'individualise une réflexion à 10 Å fine symétrique et intense. Deuxième caractère : après

chauffage à 250° C — qui ne provoque aucun changement — et action du glycérol, deux comportements distincts se révèlent : soit le maintien irréversible de la réflexion à 10 Å (figure 2C) soit un gonflement limité à 14 Å (figure 2D) où se développe alors une réflexion moins intense et plus élargie que celle existant avant la solvation. Ces deux comportements distincts de ceux d'une montmorillonite et d'une beidellite (figure 2, A et B) peuvent être interprétés comme symptomatiques d'un édifice interstratifié irrégulier à feuillets illitiques (10) et à interfoliaires gonflants. Par analogie de comportement avec les minéraux simples, le premier interstratifié (figure 12C) est noté (10-14<sub>M</sub>)-14<sub>M</sub> du fait du blocage à 10 Å de la réflexion principale tout au long des traitements au LiCl. Le fait que dans l'échantillon non traité au LiCl mais glycolé la réflexion basale gonfle à 17 Å indique la nette prédominance des interfoliaires montmorillonitiques (14M) (M. Thorez, 1976). Dans le second cas, où le traitement à l'éthylène glycol (ou au glycérol) déplace la réflexion de 10 Å à 14 Å, est assimilable en première approximation à un édifice interstratifié dans lequel les espaces interfoliaires relâchés ont un comportement de beidellite (14<sub>Bei</sub>).

De la saturation au LiCl et de la position occupée par la réflexion basale au cours des trois tests (échantillon saturé, chauffé à 250° C et glycolé) quatre variétés distinctes de matériau gonflant peuvent être distinguées : montmorillonite, M ; beidellite, Bei ; et les interstratifiés (10-14<sub>M</sub>)-14<sub>M</sub> (notés ici par simplification (10-14<sub>M</sub>)) et (10-14<sub>Bei</sub>).

De ces comportements il résulte, sur le plan qualitatif, un problème d'identification mais aussi de genèse.

En effet l'analyse des échantillons d'Herzeele conduit à mettre en évidence la présence non seulement des variétés uniques, mais de leur mélanges qualitatifs et quantitatifs suivant 7 combinaisons représentées au tableau suivant :

$$\begin{array}{l}
 (10-14_{Bei}) \\
 (10-14_{Bei}) + \left\{ \begin{array}{l} \text{Bei} \text{ ou} \\ \text{Bei} + \text{M} \text{ ou} \\ (10-14_M) + \left\{ \begin{array}{l} \text{Bei} \text{ ou} \\ \text{M} \text{ ou} \\ \text{Bei} + \text{M} \end{array} \right. \end{array} \right. \\
 (10-14_M) + \text{Bei}
 \end{array}$$

L'existence de ces différentes phases est indiquée par les changements de position de la réflexion principale (suivant les modalités indiquées à la figure 12) et les différences d'intensité des différentes réflexions à 10 Å, 14 Å et/ou 17 Å suivant les traitements. Une clé d'identification est schématisée à la figure 13. On constate ainsi que le test de Greene-Kelly entraîne une différenciation en davantage de "variétés" que celles classiquement admises.

Sur le plan génétique se pose d'emblée un problème qui n'est pas restrictif au seul exemple d'Herzeele. En

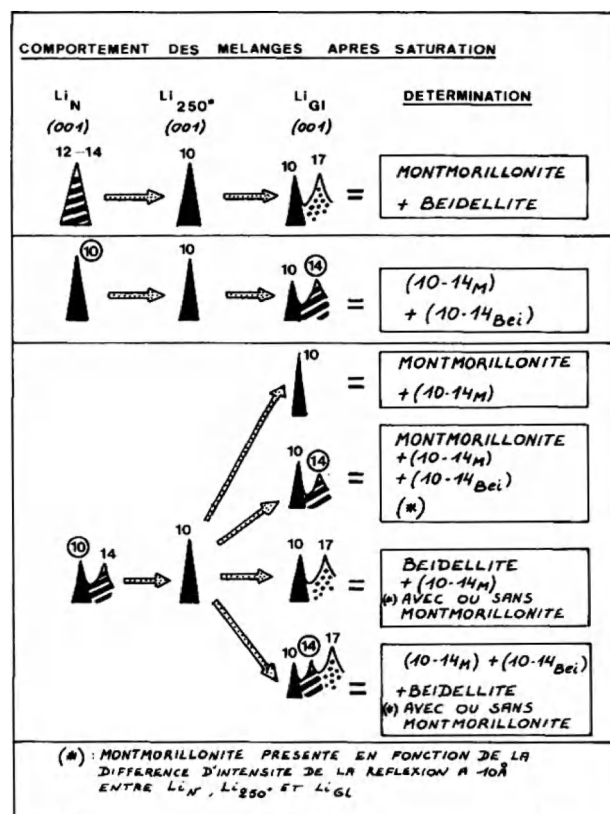


Fig. 13. Clé d'identification des mélanges de constituants smectitiques — minéraux simples tels que la beidellite et la montmorillonite, et édifices interstratifiés irréguliers de types (10-14<sub>M</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>) — en fonction du comportement de la réflexion principale (001) après traitement au LiCl (test de Greene-Kelly, 1953).

effet, l'éventail des combinaisons reconnues ici et dans d'autres séries (travail inédit) indique que la conception d'un simple mélange de constituants purement minéraux n'est pas à retenir. D'autres facteurs interviennent qui entraînent la disparité constatée avec, parfois, quatre composants M, Bei, (10-14<sub>M</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>), dont la participation en mélange est variable tout autant ce dont témoignent les intensités des réflexions à 10 Å, 14 Å et 17 Å au cours des traitements au LiCl.

Si le concept d'un simple mélange de minéraux simples et d'interstratifiés ne peut être retenu ici exclusivement, force est d'attribuer la variabilité à d'autres facteurs. Il est certain que parmi ceux-ci figure en bonne place la granulométrie, et que la surface spécifique des particules intervient tout autant. Granulométriquement la fraction minérale étudiée est inférieure à 2 microns. C'est donc que la variable granulométrique affecte des particules dont la dimension moyenne propre s'étale depuis 2 microns jusqu'aux dimensions nettement inférieures au micron, et que, pour chaque gamme de diamètres, la réactivité au test au Li jointe aux variations mêmes des surfaces spécifiques font apparaître au cours du test de Greene-Kelly des comportements divers. Ces derniers se nuancent en particules ayant des

propriétés de montmorillonite *sensu stricto*, de beidellite, d'interstratifiés (10-14<sub>M</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>). Certes cela n'exclut pas la possibilité réelle d'un mélange de composants strictement définis, ou d'une fermeture partielle des espaces interfoliaires au cours d'une phase diagénétique précoce en milieu marin. L'étude de la seule coupe d'Herzeele, dont les matériaux argileux ont été véhiculés sans doute par des courants côtiers depuis des sources continentales plus lointaines, ne permet pas de déterminer ou d'offrir une explication génétique à l'abri de toute réserve au stade actuel de nos connaissances à propos des matériaux quaternaires du golfe d'Herzeele.

L'essentiel à retenir de cet exposé sur les matériaux gonflants est double : une analyse en routine eût laissé échapper les nuances minéralogiques induites par le test au Li<sup>+</sup>. D'autre part les regroupements et combinaisons de "termes minéraux" parmi les smectites et assimilés peuvent refléter des conditions changeantes dans la sédimentation (les courants pouvant éventuellement amener des "tris" granulométriques et induire des concentrations particulières même pour des dimensions de particules inférieures à 2 microns). Des regroupements granulométriques auraient comme conséquence des "aptitudes" variées au test du Li et reflèteraient indirectement le paléohydrodynamisme variable du milieu de dépôt des sédiments quaternaires marins au site d'Herzeele.

### 3) Les interstratifiés (10-14<sub>V</sub>) et (10-14<sub>C</sub>)

Ce sont des édifices interstratifiés irréguliers à feuillets d'illite (10) et à espacements interfoliaires à comportement soit de vermiculite (14<sub>V</sub>) ou de chlorite (14<sub>C</sub>).

D'une manière générale ils sont reconnaissables au cours des tests, y compris le test au Li<sup>+</sup> par leur réflexion principale vers 12 Å (sans autre harmonique) respectivement instable et stable au chauffage.

### 4) La vermiculite (V)

Est assimilé à une vermiculite tout matériau argileux dont l'intense réflexion principale, située à 14 Å (avant et après saturation au MgCl<sub>2</sub>) est stable à l'éthylène glycol (glycérol), mais se tasse à 10 Å au chauffage en perdant considérablement de son intensité. Les tests au KCl, suivis de chauffages à 300 °C et 550 °C, indiquent que certaines vermiculites ont un caractère d'édifice dont les espaces interfoliaires sont garnis d'hydroxyle-Al (cf. V<sub>A</sub>).

### 5) La kaolinite (K)

La faible intensité de la réflexion principale, interférant avec celle des minéraux à 14 Å, laisse penser que la kaolinite apparaît en traces dans les mélanges de composants, ce que confirme le test à l'hydrazine qui ne modifie pratiquement pas, après 10 jours, l'intensité et la position de cette réflexion.

### 6) La chlorite (C) et les interstratifiés (14<sub>C</sub>-14<sub>V</sub>).

Les réflexions harmoniques à 14 Å, 7 Å, 4,7 Å et 3,5 sont caractéristiques de la chlorite. La réflexion principale à 14 Å peut être masquée par celles des autres minéraux et interstratifiés dont les réflexions basales se situent vers 14 Å et y présentent, en raison de leur abondance relative assez importante, une réflexion plus intense que celle de la chlorite. Toutefois le test au Li, précisément, peut individualiser les smectites des minéraux à 14 Å stables comme la chlorite. Comme on procède également au chauffage à 550 °C des échantillons traités au LiCl, il est possible d'apprécier l'intensité de la réflexion à 14 Å au "naturel" et après chauffage. Toute augmentation de cette intensité après chauffage peut traduire la nature ferreuse de la chlorite. D'autre part, cette même réflexion peut se dédoubler ou migrer à 12 Å ou présenter une bande de diffraction s'étalant entre deux pôles, 14 Å et 10 Å. Ces modifications de position de la réflexion à 14 Å traduisent l'existence d'interstratifiés notés (14<sub>C</sub>-14<sub>V</sub>). Cette formulation – qui peut être plus nuancée (Thorez, 1975 et 1976) – indique que le minéral présente des espacements relâchés à comportement de vermiculite. Il s'agit ainsi d'une chlorite en voie de dégradation (vermiculitisation), notée C<sub>0</sub>, dont une fraction peut être passée au stade plus avancé d'interstratifié (14<sub>C</sub>-14<sub>V</sub>).

### 7) L'édifice à 17 Å (Al-17 Å)

La présence d'un tel matériau se traduit, sur diffractogramme de l'échantillon naturel, par une réflexion plus ou moins singularisée culminant à 17 Å. Cette réflexion n'est pas modifiée après chauffage ni au cours des tests. Elle émerge d'une bande de diffraction s'étalant, du côté des petits angles, entre 14 Å et la remontée du bruit de fond. Cette même réflexion bien entendu voit son intensité s'accroître assez sensiblement en raison de la présence des minéraux gonflants smectitiques et assimilés. C'est au cours du test au LiCl que cette réflexion particulière, naturellement "gonflée" à 17 Å dans l'échantillon non traité, s'individualise le mieux.

Cette réflexion est présente dans tous les échantillons à l'exception de l'argile yprésienne du substrat. L'interprétation que l'on peut lui donner est celle de particules argileuses héritées ou altérées sur place dont les espaces interfoliaires relâchés ont "piégé" de la matière amorphe, organique ou minérale (Fe ou Al). Cette garniture interfoliaire maintient ainsi la distance élémentaire aux environs de 17 Å. Compte tenu de la nature même de cette garniture, les traitements classiques y compris les saturations, ne provoquent aucune modification d'espacement. Il y aurait lieu de procéder à quelques dissolutions de ce matériau interfoliaire en vue d'en déterminer la composition plus exacte. Cependant on sait le dommage que peut causer une manipulation chimique sur les autres minéraux argileux

présents, et comme le but poursuivi ici est d'analyser les matériaux le plus *in situ* possible, sans aucun pré-traitement, certain risque pouvait survenir de modifier la nature des mélanges naturels.

### 5.3. Types d'assemblages de minéraux argileux

L'analyse diffractométrique révèle à Herzele la grande variété et l'hétérogénéité minéralogique (figure 15a et b). Ces variations sont imputables sur le plan qualitatif, aux diverses combinaisons rencontrées et diagnostiquées au cours des tests, et sur le plan quantitatif, à la participation variable des minéraux simples et des

interstratifiés. Il faut souligner que l'hétérogénéité n'a été mise en évidence qu'au cours des tests, alors que l'analyse en routine (éch. naturel, glycolé et chauffé à 490°C) indiquait une minéralogie assez simple au sein de laquelle les smectites prédominaient largement.

Il est clair que la nature même des cortèges argileux rencontrés implique des mélanges naturels dus à des héritages composites, mais aussi, à certains niveaux, aux effets de pédogenèse et peut être d'une diagenèse précoce en milieu marin. Cette dernière hypothèse, sans devoir être écartée *a priori*, est concevable dans la mesure où les sédiments ont, pour la plupart, été mis en place en milieu marin côtier.

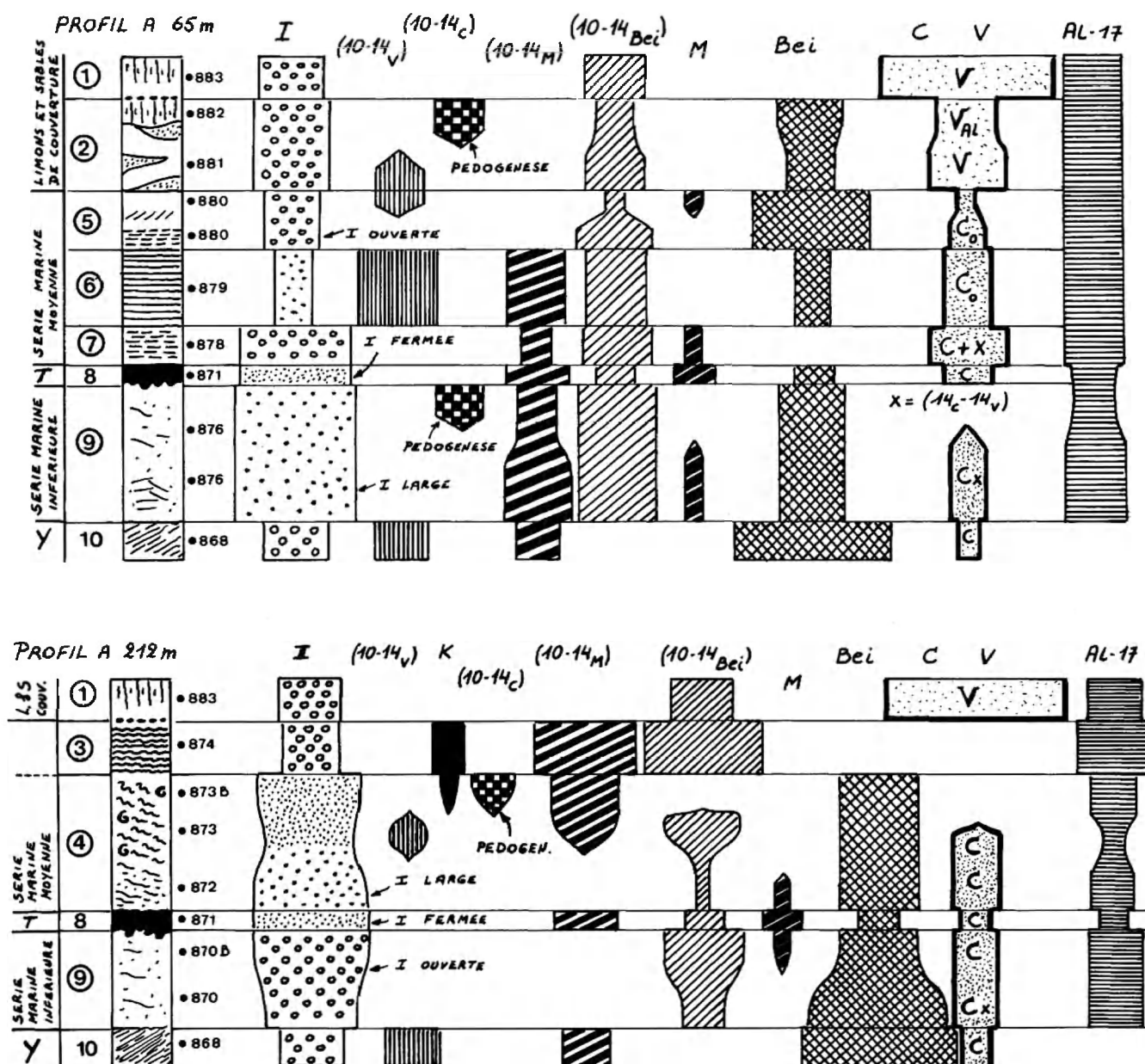


Fig. 14 - Distribution qualitative et semi-quantitative des minéraux des argiles dans les profils de la coupe d'Herzele : a : à 65 m b : à 212 m.

Sans tenir compte des fréquences relatives des composants, huit types d'assemblages argileux ont été identifiés qui peuvent se regrouper sous la forme suivante :

$$I + \left\{ \begin{array}{l} + \text{Bei} + (10-14_{\text{Bei}}) + (10-14_{\text{M}}) \left\{ \begin{array}{l} + \text{K} \text{ ou} \\ + (10-14_{\text{C}}) \text{ ou } V \\ + (10-14_{\text{C}}) \text{ ou } + C_0 \\ + (10-14_{\text{V}}) + C \text{ ou} \\ + M \end{array} \right. \\ \text{OU} \\ + (10-14_{\text{Bei}}) + (10-14_{\text{M}}) + \left\{ \begin{array}{l} K \text{ ou} \\ M + C_0 \end{array} \right. \end{array} \right.$$

#### 5.4. Distribution verticale des assemblages argileux et zonation minéralogique

Le mode d'assemblage qualitatif et semi-quantitatif permet de diviser la coupe en une série de zones (figures 15a et 15b). Ces coupures sont traduisibles sous la forme de formules synthétiques qualifiant directement le contenu des niveaux.

Les sables et limons de couverture (unités 1 et 2) se particularisent essentiellement vis-à-vis des autres niveaux par la présence de vermiculite abondante qui s'est mise en place au cours de la pédogenèse affectant ces dépôts :

$$\text{Unité 1 : } I_0 + (10-14_{\text{Bei}}) + V + \text{Al-17}\text{\AA}$$

$$\text{Unité 2 : } I_0 + (10-14_{\text{V}}) + (10-14_{\text{Bei}}) + \text{Bei} + V_{\text{Al}} + \text{Al-17}\text{\AA}$$

L'unité 10 – argile yprésienne du substrat – se caractérise par l'abondance de beidellite :

$$\text{Unité 10 : } \text{Bei} + I_0 + (10-14_{\text{V}}) + (10-14_{\text{M}}) + C_0$$

L'unité 3 – sédimentation argilo-sableuse litée – se caractérise par la présence de kaolinite :

$$\text{Unité 3 : } I_0 + (10-14_{\text{M}}) + (10-14_{\text{Bei}}) + \text{Al-17}\text{\AA} + K$$

L'unité 4 – complexe de sables fins verdâtres et coquilliers – a été pédogénétisée à sa partie supérieure. Il en découle une polarité qualitative nette sur toute sa hauteur comprise entre le niveau à cailloux (la séparant de l'unité 3) et la couche tourbeuse 8. La variation minéralogique observée tient aux faits suivants. L'illite devient mieux cristallisée vers le sommet (on connaît les effets de pompage du potassium vers la surface, survenant au cours de la pédogenèse) tandis que la beidellite reste égale à elle-même sur le plan quantitatif. La chlorite disparaît au sommet alors que s'installe la kaolinite et l'interstratifié (10-14<sub>C</sub>) lequel peut in-

diquer un début de chloritisation du réseau d'une illite ouverte. Une différence nette s'installe avec la prise en relais de l'interstratifié (10-14<sub>Bei</sub>) à la partie inférieure de l'unité, par du (10-14<sub>M</sub>) vers le sommet. La montmorillonite est notée sous forme de traces à la base seule.

$$\text{Unité 4 : } I + \text{Bei} + \text{Al} - 17 \text{\AA} \\ \text{avec localement suivant l'endroit de l'unité :} \\ K, (10-14_{\text{C}}), (10-14_{\text{M}}), (10-14_{\text{V}}), M \text{ ou/et } (10-14_{\text{Bei}}) \text{ et } C.$$

L'histoire minéralogique de cette unité 4 paraît complexe dans le détail. Car il n'est pas exclu que se soient conjugués dans le temps, les effets de l'héritage, de la diagenèse en milieu marin et de la pédogenèse finale, ce qui se traduit, au sein d'un seul dépôt, par les modifications des assemblages.

L'unité 5 – argile rougeâtre à horizons hydro-morphes tachetés – se distingue par son mélange à beidellite dominante et à illite ouverte alors qu'à sa partie inférieure apparaît du (10-14<sub>Bei</sub>), au sommet du (10-14<sub>V</sub>) et des traces de montmorillonite. L'édifice Al-17Å est présent comme dans tous les autres horizons exception faite de l'argile yprésienne :

$$\text{Unité 5 : } \text{Bei} + I_0 + (10-14_{\text{Bei}}) + \\ + C_0 + \text{Al-17}\text{\AA} \text{ avec } (10-14_{\text{V}}) \text{ et } M \text{ au sommet}$$

L'unité 6 – argile limoneuse litée à coquilles marines sporadiques – présente une illite fermée prédominante témoin d'une diagenèse marine amorcée (?). Le reste de l'assemblage comprend divers minéraux :

$$\text{Unité 6 : } I + (10-14_{\text{V}}) + (10-14_{\text{M}}) + \\ + (10-14_{\text{Bei}}) + C + \text{Al-17}\text{\AA} + \text{Bei}$$

L'unité 7 – argile feuilletée noirâtre à restes végétaux – a une composition polyminérale :

$$\text{Unité 7 : } I_0 + C + (10-14_{\text{V}}) + (10-14_{\text{Bei}}) + (10-14_{\text{M}}) + \text{Al-17}\text{\AA}$$

L'unité 8 – tourbe noire déformée – présente une fraction argileuse dominée par de l'illite fermée, bien cristallisée et très alumineuse. La phase gonflante est complexe et contient les quatre termes : M, Bei, (10-14<sub>M</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>). La chlorite y est intacte et l'édifice Al-17Å intervient en moindres proportions que dans les autres unités. La formule représentative est, :

$$\text{Unité 8 : } I + (10-14_{\text{M}}) + (10-14_{\text{Bei}}) + M + \text{Bei} + C + \text{Al-17}\text{\AA}$$

L'unité 9 – complexe à stratifications entrecroisées et à partie sommitale pédogénétisée – est hétérogène au point de vue des argiles ainsi qu'en témoigne le contenu des quatre échantillons prélevés dans l'unité. L'édifice interstratifié (10-14<sub>C</sub>) marque l'amorce d'une chloritisation en rapport avec la pédogenèse. Les autres

constituants se distribuent qualitativement et semi-quantitativement en fonction des échantillons. A noter aussi l'amélioration de la cristallinité des smectites de bas en haut dans la couche (classe C à B) :

Unité 9 : I + Bei + (10-14<sub>Bei</sub>) + C + Al-17 Å  
avec localement : (10-14<sub>C</sub>), (10-14<sub>M</sub>) et M.

L'unité 10 – argile yprésienne – est marquée par la dominance de beidellite sur l'illite ouverte, chlorite (10-14<sub>V</sub>) et (10-14<sub>M</sub>), mais sans l'édifice Al-17 Å.

L'analyse des argiles contenues dans les différentes unités lithostratigraphiques révèle ainsi une assez grande hétérogénéité de composition et de fréquence relative des constituants. L'association à illite-smectites-édifice Al-17 Å confère à toute la série une individualisation qui la différencie de l'argile yprésienne du substrat. Cependant les tests au LiCl singularisent les différents composants de la phase gonflante smectitique et y soulignent la différenciation en particules présentant, séparément ou en associations variables, des comportements de beidellite, de montmorillonite et d'interstratifiés (10-14<sub>Bei</sub>) et/ou (10-14<sub>M</sub>) d'une manière telle que l'examen en routine avec échantillon non traité mais glycolé ne le laissait soupçonner.

L'étude minéralogique est en concordance parfaite avec les données de terrain dans la mesure où, en particulier, elle détecte et confirme la présence de courtes phases pédogénétiques au sommet de certaines unités lithostratigraphiques. Ces pédogénèses s'indiquent par la dégradation voire la disparition de la chlorite, et par le développement d'un édifice interstratifié irrégulier (10-14<sub>C</sub>) ou même de la kaolinite. La dégradation pédogénétique affectant les unités comprises dans l'intervalle 3 à 9 est cependant différente de celle qui prend place dans la couverture limoneuse (unités 1 et 2) où la vermiculite, parfois à caractère alumineux, se substitue massivement à la chlorite et occupe une place prépondérante dans l'assemblage argileux. Qualitativement et quantitativement la présence de vermiculite en tant que minéral argileux de dégradation est conforme aux indications fournies par l'analyse d'autres couvertures limoneuses, en Belgique notamment (données inédites).

### 5.5. Organisation séquentielle des assemblages

Si l'on excepte le contenu argileux de la couverture (unités 1 et 2) et du substrat yprésien (unité 10), la Formation d'Herzele présente une organisation séquentielle en ses composants argileux. Celle-ci est en bonne concordance avec la subdivision lithostratigraphique, notamment en trois séries marines, indiquées par Paepe et Sommé. Des nuances se ménagent cependant au point de vue corrélatif au niveau des unités 3

et 8 dont on ne peut pas, sur base de l'argumentation minéralogique, assurer le rattachement direct aux unités marines proprement dites. Il est essentiel de souligner que la subdivision séquentielle proposée au plan minéralogique ne repose pas seulement sur la qualité et la quantité (fréquence relative) des composants argileux, mais plus, peut être, sur des critères chiffrés qui précisent et nuancent les coupures : valeurs des rapports v/p et classes de cristallinité des smectites non différenciées (phase smectitique globale), et rapport Esquevin pour le contenu illitique.

L'organisation séquentielle regroupe les unités en trois "phases" minérales : supérieure (unité 4), intermédiaire (unités 5-6-7) et inférieure (unité 9). L'argumentation minéralogique conduit à séparer ces séquences des unités 3 et 8.

Chaque séquence minéralogique se caractérise par un faisceau de critères (fig. 15 a et b) :

- fréquence relative de la phase smectitique globale et non différenciée, tendant à augmenter de bas en haut dans chaque séquence ;
- amélioration sensible de la cristallinité des smectites allant dans le même sens (classes C à B en général) ;
- augmentation concomitante du rapport Sm/I
- augmentation du rapport Esquevin avec des valeurs minimales de 0,08 passant à 0,30, indiquant par là un enrichissement en alumine au niveau de la couche octaédrique.

Ces tendances admettent toutefois des exceptions à chaque fois que s'installe un épisode sommital pédogénétique :

- sommet de l'unité 4 : avec la disparition de la chlorite, dégradation (?) des (10-14<sub>V</sub>) et (10-14<sub>Bei</sub>) en (10-14<sub>C</sub>) par chloritisation des espacements interfoliaires baillants ; apparition de la kaolinite encore que ce minéral puisse résulter d'une certaine percolation provenant de la couche 3 susjacente ;
- sommet de la couche 5, avec l'apparition de (10-14<sub>V</sub>) et de montmorillonite ; disparition (ou absence) de (10-14<sub>Bei</sub>) et de la chlorite ;
- sommet de l'unité 9, avec l'apparition de (10-14<sub>C</sub>) d'origine pédogénétique.

La couche 3, présente minéralogiquement des contrastes vis-à-vis du contenu de la couche 4 qui se traduisent essentiellement par les faits suivants :

- absence de beidellite dans la couche 3 ;
- absence de (10-14<sub>Bei</sub>) au sommet de l'unité 4 alors que cet édifice est représenté partout ailleurs dans les deux couches ;
- l'illite de type fermé au sommet de 4, ouvert dans l'unité 3 ;
- phase gonflante nettement mieux cristallisée (classe AB) dans la couche 3 que dans l'ensemble de 4

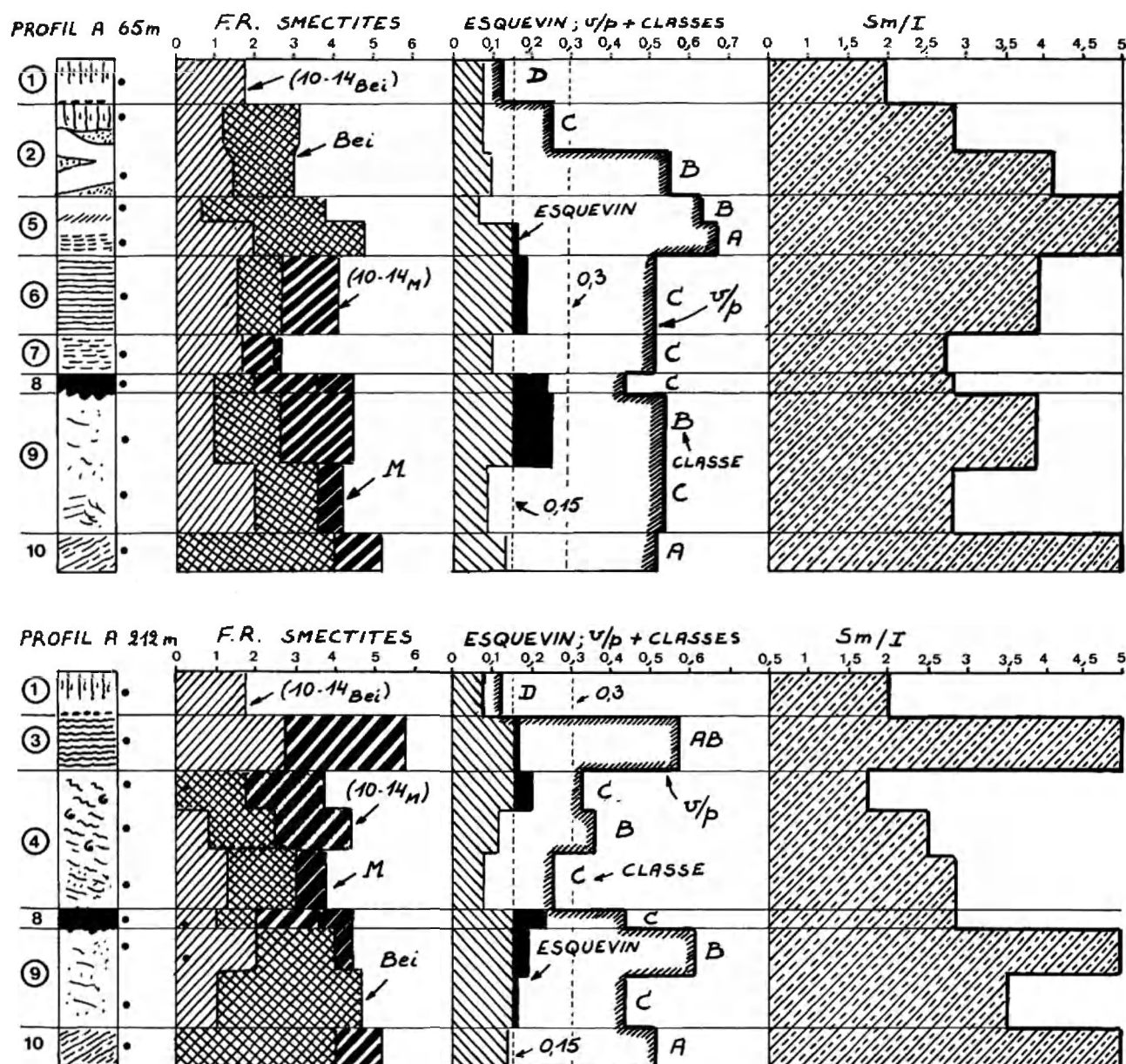


Fig. 15. — Distribution et variation verticale dans les profils à 65 m (a) et 212 m (b) de différents critères chiffrés : 1) fréquence relative des différentes variétés de smectites, minéraux simples et édifices interstratifiés ; 2) rapport Esquevin (1969) pour l'illite, et rapport v/p de Biscaye (1965) et classes de cristallinité pour les illites ; 3) rapport Sm/I, soit smectites/illites.

où la classe C, au sommet, peut être interprétée comme un indice d'évolution (dégradation) pédogénétique ;

— rapport Sm/I décroissant vers le sommet de l'unité 4 (avec modification concomitante de la cristallinité : C — B — C, qui semble marquer une amélioration contrecarrée, au sommet, par la pédogenèse.

On peut supposer que la couche 3 s'est mise en place après que la pédogenèse ait affecté le sommet de l'unité 4. Quant à la couche tourbeuse 8, un raisonnement semblable peut également être évoqué sur le plan génétique. En effet, la tourbe semble s'être mise en place après qu'une courte et timide pédogenèse ait affecté le sommet de l'unité 9 directement sous-jacente

(disparition de la chlorite, apparition de (10-14)<sub>C</sub>). Toutefois ces deux composants sont présents, en compagnie d'illite fermée, dans la tourbe elle-même. On pourrait aussi évoquer la disparition de chlorite et l'apparition de (10-14)<sub>C</sub> au sommet de l'unité 9 comme les résultantes de la percolation d'acides humiques en provenance de la tourbe.

## 5.6. Caractérisation graphique de l'organisation séquentielle.

Trois représentations graphiques (figures 16, 17 et 18) regroupent divers critères chiffrés extraits des ana-

lyses minéralogiques ; elles renforcent l'interprétation séquentielle et contribuent à mieux différencier les regroupements.

La figure 16 indique l'importance de la phase gonflante au point de vue cristallinité (rapport  $v/p$  et classes). Chaque séquence minéralogique (4, 5-6-7 et 9, est bien différenciée, notamment vis-à-vis de l'argile yprésienne, de la couche 3 et de la tourbe.

La figure 17 contraste le rapport  $v/p$  et celui de l'intensité de la réflexion à 17 Å (phase gonflante non saturée au LiCl) par rapport à celle à 10 Å (composant illitique). Au sein de chaque séquence se note une augmentation des rapports  $v/p$  et 17/10. Cette double évolution croissante va de pair avec la position stratigraphique des échantillons à l'intérieur des séquences elles-mêmes.

La figure 18 contraste l'évolution verticale des deux rapports d'intensité illite/kaolinite + chlorite soit 10/7, et smectites/illite soit 17/10. Trois domaines sont distingués qui correspondent aux séquences minéralogiques marines supérieure, moyenne ou inférieure, inférieure. A noter que les couches 3 (argilo-sableuse), 8 (tourbe) et 10 (argile yprésienne) sont graphiquement dissociées des domaines relatifs aux séquences marines. Deux tendances sont visibles. Ou bien, sans variation sensible du rapport 10/7, le rapport 17/10 croît suivant le sens stratigraphique ascendant des

échantillons de la coupe reconstituée au départ des tronçons 65 et 212 m. Ou bien il y a croissance effective des deux paramètres 10/7 et 17/10 comme dans le cas de la séquence marine intermédiaire 5-6-7.

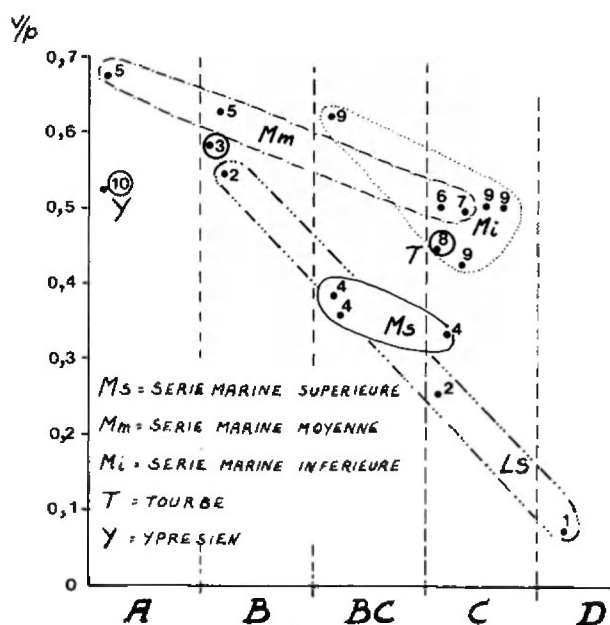


Fig. 16. Classement des smectites - association globale de minéraux simples et d'interstratifiés - en fonction de la valeur du rapport  $v/p$  de Biscaye (1965) et des classes de cristallinité de Thorez (1976).

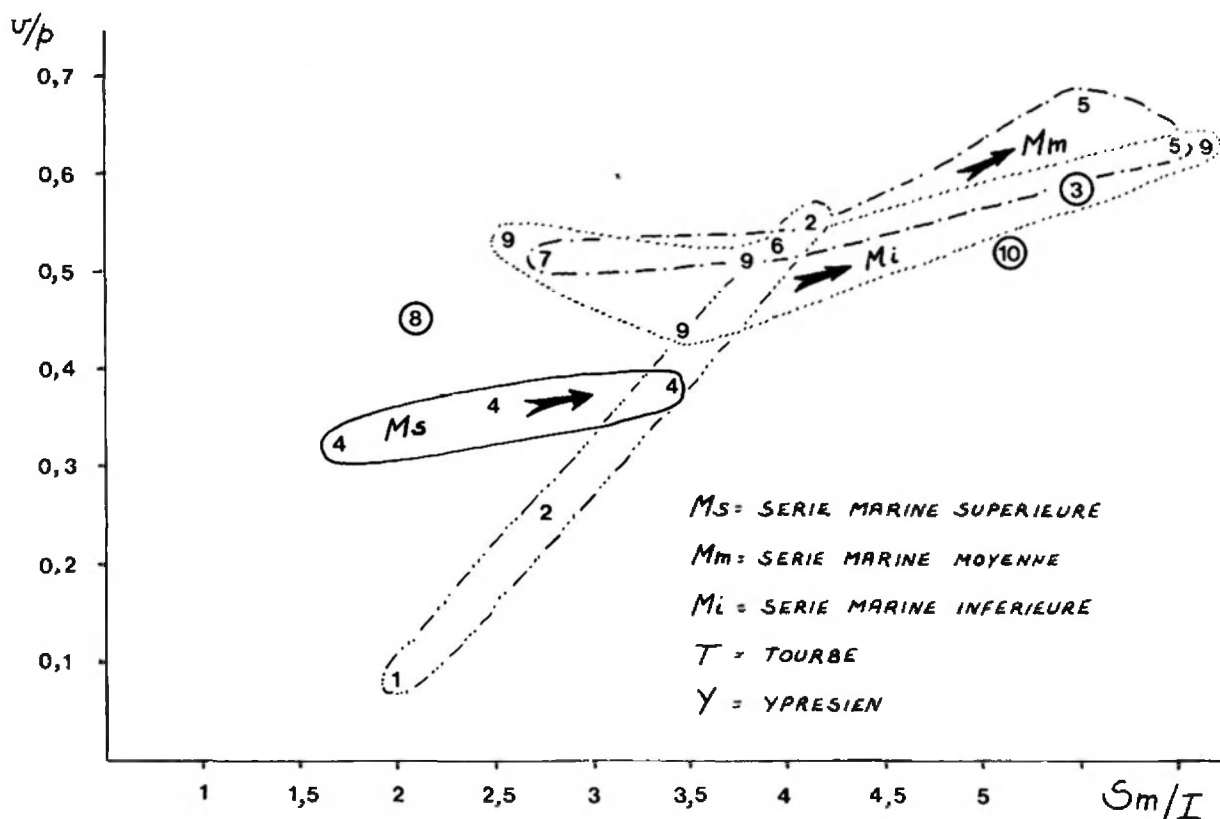


Fig. 17. - Distribution simultanée des valeurs du rapport  $v/p$  de Biscaye (1965) et du rapport  $Sm/I$  (smectites/illite).

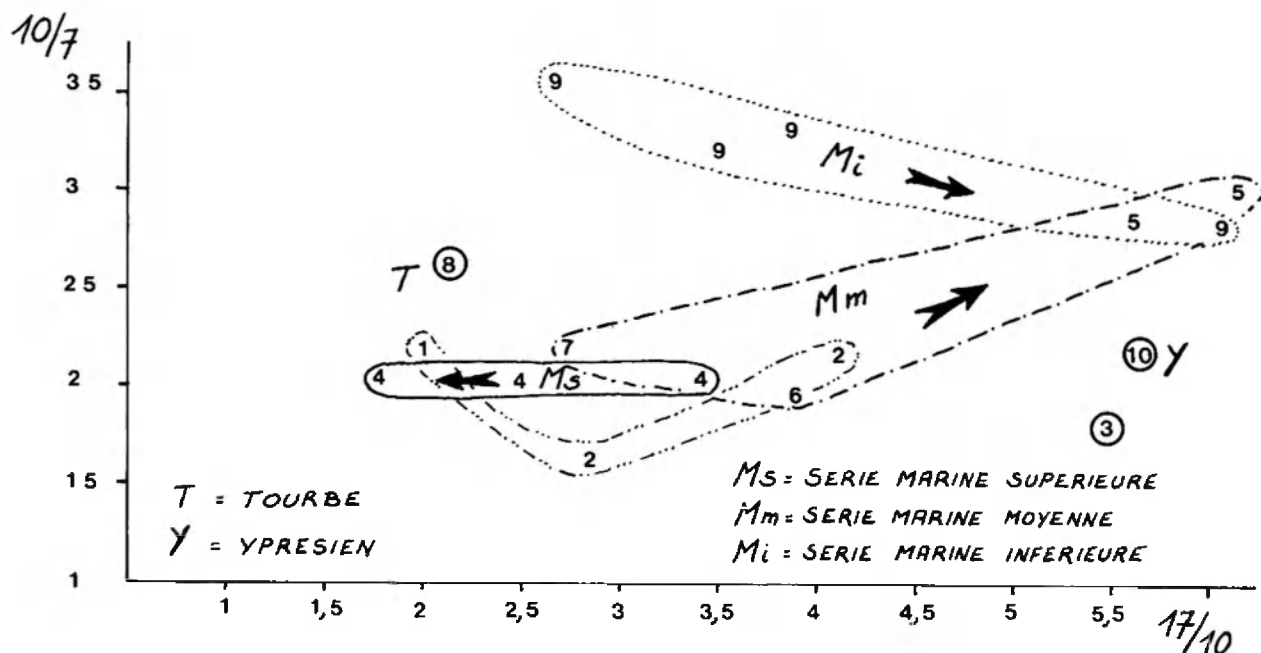


Fig. 18. — Distribution des séquences minéralogiques en fonction des rapports d'intensité des réflexions 10/7 et 17/10.

### 5.7. Conclusion

La formation d'Herzeele a été caractérisée minéralogiquement quant à son contenu et à des associations en minéraux argileux. L'analyse a été détaillée à l'aide de post-traitements, notamment au LiCl, ce qui a permis de différencier, au sein de la phase smectitique, différents composants. Ces derniers ne semblent pas devoir répondre par leur présence, à un véritable mélange de minéraux, mais plutôt à une différenciation de comportement vis-à-vis du LiCl — de particules granulométriquement distinctes et ayant, par conséquent, une réponse variable au point de vue de la surface spécifique. Sans négliger l'hypothèse d'un mélange de composants smectitiques résultant d'apports continentaux différents (beidellite et  $(10-4_{\text{Bei}})$  de sol, montmorillonite et  $(10-14_{\text{M}})$  d'argiles tertiaires remaniées), il semble que l'accent doive être placé, dans le cas d'Herzeele, sur des mélanges de populations de particules smectitiques variables granulométriquement (dans la gamme inférieure à 2 microns) et dès lors variables au point de vue de la différenciation au test au LiCl. Les variations granulométriques imputées peuvent refléter également des conditions paléohydrodynamiques ayant régné, dans le bassin sédimentaire côtier, au moment où se constituait chaque couche. Cependant une étude ponctuelle comme celle menée à Herzeele, ne peut répondre actuellement aux questions soulevées par l'origine même des matériaux sédimentés. A la sédimentation des matériaux s'ajoutent les effets d'une part d'une diagenèse post-sédimentaire ou pénécemporaine possible qui, au niveau des argiles, peut être sensible, et, d'autre part, les effets inscrits, à certains niveaux ou en leur sommet, par de courtes phases pédogénétiques.

Ainsi, à l'héritage pur des particules argileuses s'additionnent les agradaions timides éventuelles, d'une diagenèse en milieu marin et les dégradations, aussi timides, d'épisodes pédogénétiques raccourcis. Par leur présence même ces épisodes soulignent les solutions de continuité marquant la constitution de la série et ce, en indépendance des variations lithologiques constatées sur le terrain. Dans un contexte aussi complexe fait d'héritage prépondérant, d'agradation et de dégradation voire de néoformation (kaolinite) subsidiaires, il est difficile voire très délicat de faire la part réelle des processus génétiques. Au niveau même de l'héritage, il est clair que les matériaux ne dérivent pas d'une seule source : les fleuves qui parcouraient le continent, drainaient diverses formations quaternaires et antérieures, "cannibalisaient" ainsi les argiles ; en mer, les courants côtiers ont dû également contribuer à mélanger des matériaux dérivant de diverses sources propres. Sur le site même du golfe d'Herzeele, les matériaux ont acquis une originalité nouvelle essentiellement induite par les tris granulométriques, autrement dit résultant des conditions hydrodynamiques changeantes dans le temps. Il est certain que le développement de l'édifice alumineux  $\text{Al-17 \AA}$  est pénécemporain de la sédimentation et résulte probablement de l'insertion, entre les feuillets baillants de certaines particules, de matière amorphe alumineuse ou même organique concentrée dans le milieu à tendance lagunaire du golfe d'Herzeele.

Parmi les composants des phases argileuses les édifices interstratifiés autres que  $(10-14_{\text{C}})$  sont, symptomatiques d'altérations ménagées d'un réseau illitique. On sait (Paquet, 1969) que la beidellite ré-

sulte de la dégradation d'une illite en milieu plus ou moins lessivé, dégradation qui, en ses premiers développements, passe par les stades de "vermiculitisation" c'est-à-dire d'ouverture des espaces interfoliaires conférant à la structure résiduelle, des propriétés de (10-14<sub>V</sub>), ou de "montmorillonitisation" (cf. 10-14<sub>M</sub>) et/ou (10-14<sub>Bei</sub>). Cette dégradation a été souvent décrite en climat tempéré. La difficulté de rapporter, sans réserve, la présence et la genèse de ces édifices à une dégradation continentale est contrecarrée par le fait que de tels interstratifiés, montmorillonite et/ou beidellite sont également des composants essentiels des formations tertiaires que traversaient les fleuves. Les études minéralogiques présentées dans ce chapitre néces-

sitent dès lors un développement régional pour mieux saisir l'origine des composants et en différencier les caractères post-sédimentaires (diagenèse et pédogenèse) qui peuvent camoufler plus ou moins le stock argileux.

Au stade actuel de la recherche minéralogique menée à Herzele, l'intérêt reste, pour l'essentiel, centré sur le découpage séquentiel de toute la formation. L'organisation minéralogique séquentielle corrobore, en le nuanciant, le découpage lithostratigraphique proposé par Sommé et Paepe. Il en résulte la confirmation aussi que, dans toute étude notamment du Quaternaire, il existe une nécessité d'analyser les matériaux sous l'angle pluridisciplinaire et d'en confronter les résultats propres.

## 6. L'HISTOIRE FORESTIERE DE LA FORMATION D'HERZEELE (R. VANHOORNE).

Afin de contribuer à une étude multidisciplinaire des dépôts quaternaires, exposés dans la Briqueterie Heem à Herzele (Nord), qu'a entreprise une équipe du "Centre for Quaternary Stratigraphy", j'ai procédé à l'analyse palynologique des couches intercalées entre le substrat tertiaire et la couverture limoneuse. Cet ensemble de sédiments, élevé au rang de Formation (R. Paepe et J. Sommé, 1975), se compose de sables dits inférieurs à stratification entrecroisée (9), recouverts par un complexe argilo-tourbeux, caractérisé à la base par une tourbe forestière en place (8), s'élevant vers une argile humique noire (7), faisant bientôt place elle-même à une argile limoneuse litée grisâtre d'abord (6), rougeâtre ensuite aux approches du sommet (5). Ce complexe a été raviné dans le coin NE de la carrière par un chenal, atteignant l'argile yprésienne, qui a été colmaté par des sables dits d'Izenberge (4) renfermant vers le milieu de véritables bancs coquilliers d'origine marine. La base et le sommet en sont humiques. Une couche d'argile bleuâtre (3), humique à la base alternant avec des petits lits sableux, clôtur le remplissage du chenal. Les chiffres, entre parenthèses, correspondent à ceux que R. Paepe et J. Sommé ont cités pour désigner les différentes unités lithostratigraphiques dans la description de la coupe, à l'examen graphique de laquelle je renvoie le lecteur dans ce fascicule (fig. 1, 2).

L'étude de six séries verticales d'échantillons, récoltées en divers points de l'argilière et couvrant toutes les unités lithostratigraphiques à l'exception des bancs coquilliers, stériles en pollen et renfermés dans l'unité 4, a donné lieu aux six diagrammes palynologiques suivants (fig. 3).

diagramme 1 localisé au point 69 (\*) couvrant les unités 9,8, 7,6,5 et base de 2 (fig. 19).

\* Le numéro des points est obtenu par la distance en mètres le long du front d'attaque de Briqueterie à partir d'un point 0, correspondant à l'extrémité SW (voir coupe de R. Paepe et J. Sommé, Fig. 2).

diagramme 2 localisée au point 134, couvrant les unités 8,7,6 et 5 (fig. 20).

diagramme 3 localisé au point 225 couvrant la partie inférieure de l'unité 4, située en-dessous du banc coquillier (fig. 21).

diagramme 4 localisé au point 220 couvrant la partie humique supérieure de l'unité 4 située au-dessus du banc coquillier et l'unité 3 (fig. 22)

diagramme 5 localisé du côté opposé au front d'attaque de la briqueterie à savoir approximativement en face du point 150 (fig. 23).

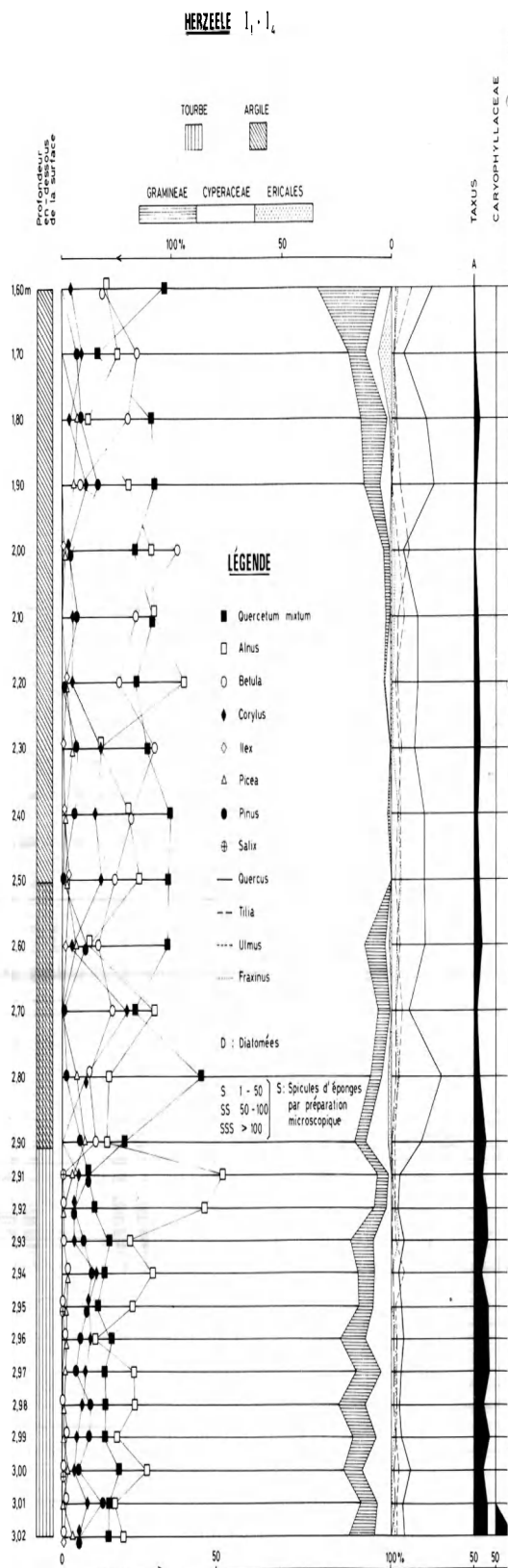
diagramme 5 localisé au NE de la Briqueterie dans une tranchée en dehors du trou d'exploitation (fig. 24).

L'étude palynologique a été complétée par un examen des restes végétaux macroscopiques inclus dans la tourbe (unité 8).

### 6.1. Explication et description des diagrammes palynologiques

La somme pollinique, qui a servi de base au calcul des pourcentages, a été obtenue en additionnant tous les grains de pollen rencontrés lors du comptage à l'exception de ceux provenant de plantes aquatiques et des spores. La partie des diagrammes, représentant les silhouettes, est partagée en deux. La première partie, indiquée par la lettre A et située en haut et au début de silhouettes, groupe les plantes dont le pollen est compris dans la somme pollinique tout comme celui des arbres représentés par des symboles. La deuxième partie, désignée de façon analogue par la lettre B, rassemble tant le pollen des plantes aquatiques que les spores, qui ne sont pas inclus dans la somme pollinique. Toutes les fois que la somme des pollens, présents dans une préparation microscopique de 4 sur 2 cm, n'était pas suffisamment élevée pour établir un spectre palynologique valable, le nombre absolu des





## DIAGRAMME 2

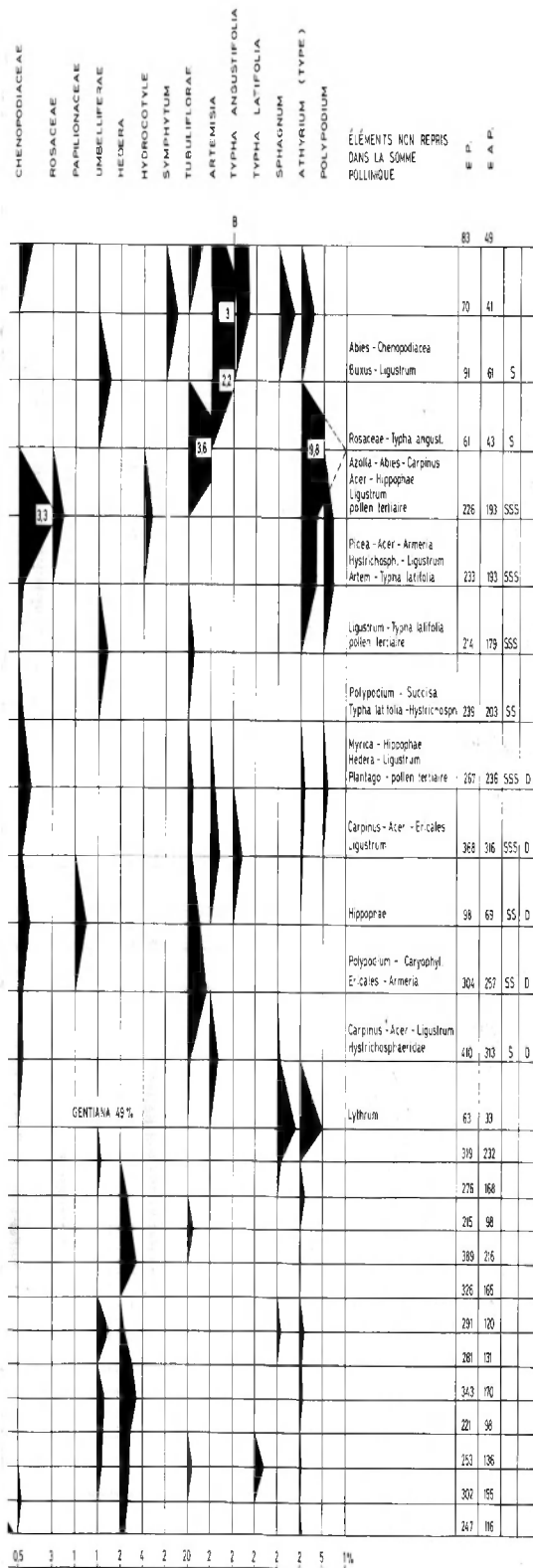


Fig. 20. - Diagramme palynologique des unités lithostratigraphiques 8, 7, 6 et 5 au point 134.

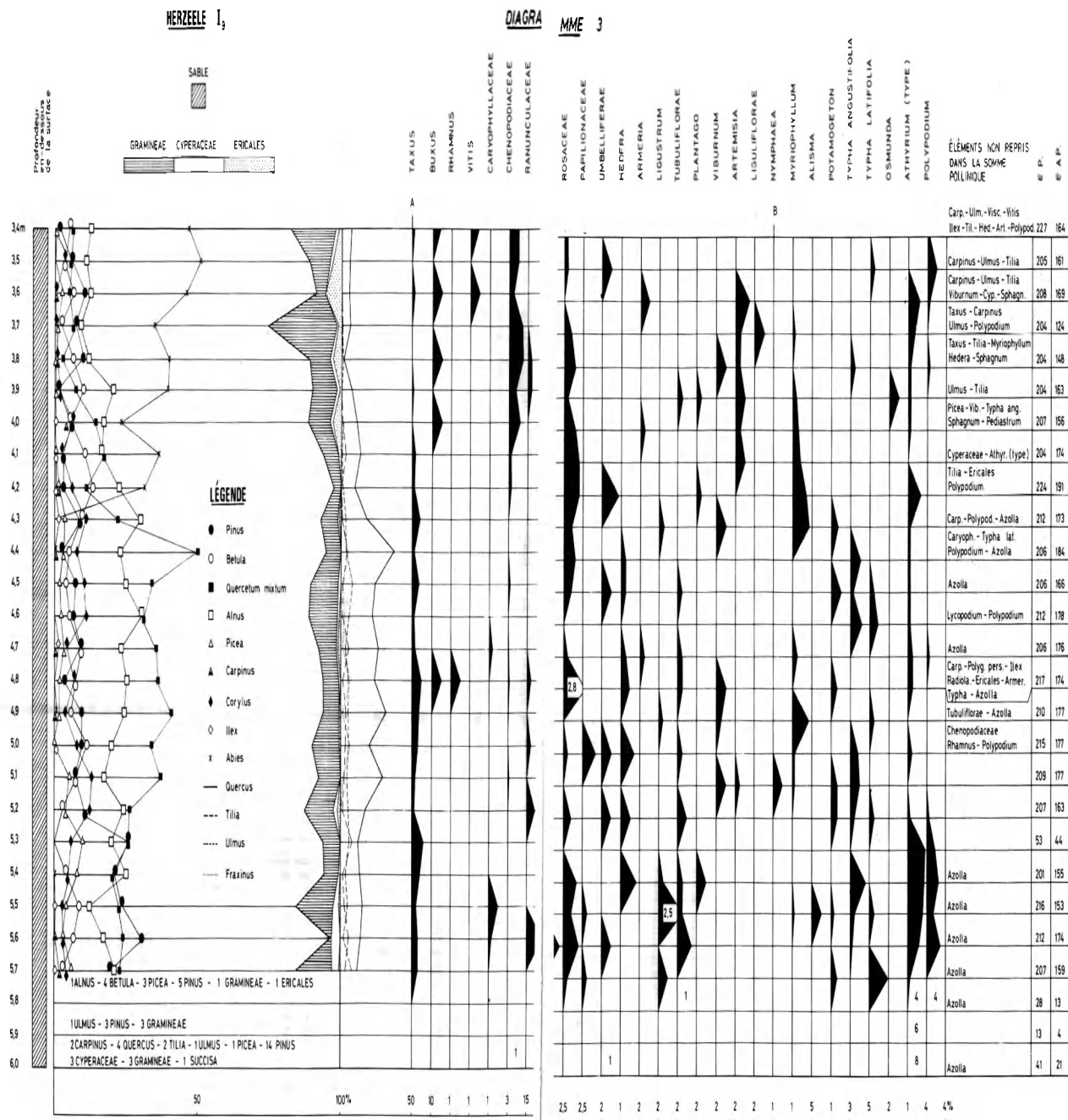


Fig. 21. - Diagramme palynologique de la base de l'unité lithostratigraphique 4, au point 225

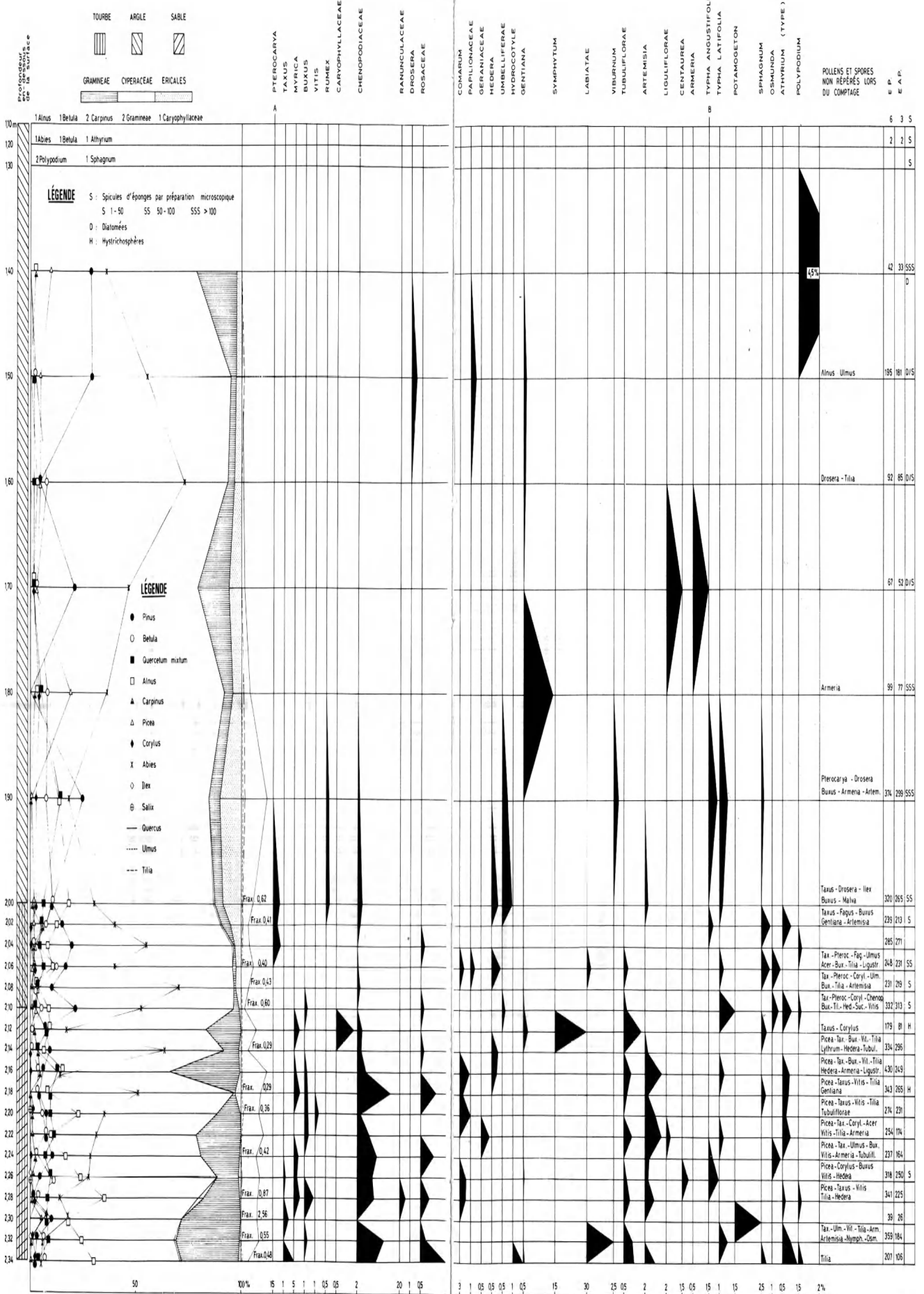


Fig. 22. - Diagramme palynologique du sommet humique de l'unité lithostratigraphique 4 et de l'unité lithostratigraphique 3 au point 220.

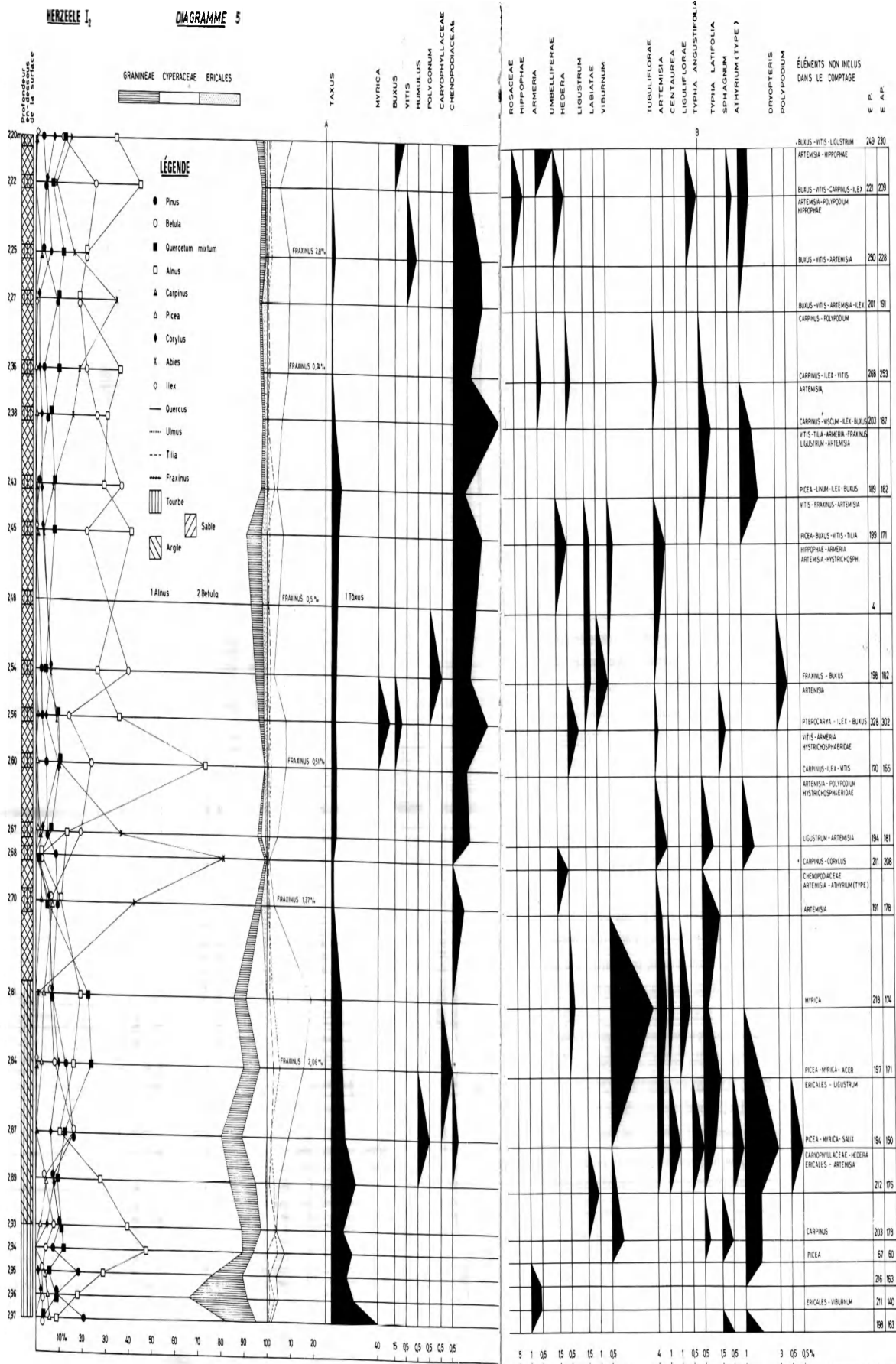


Fig. 23. - Diagramme palynologique des unités lithostratigraphiques 8,7 et côté opposé au profil général, approximativement face au point 150).

d'un sédiment lité correspondant partiellement à l'unité 4

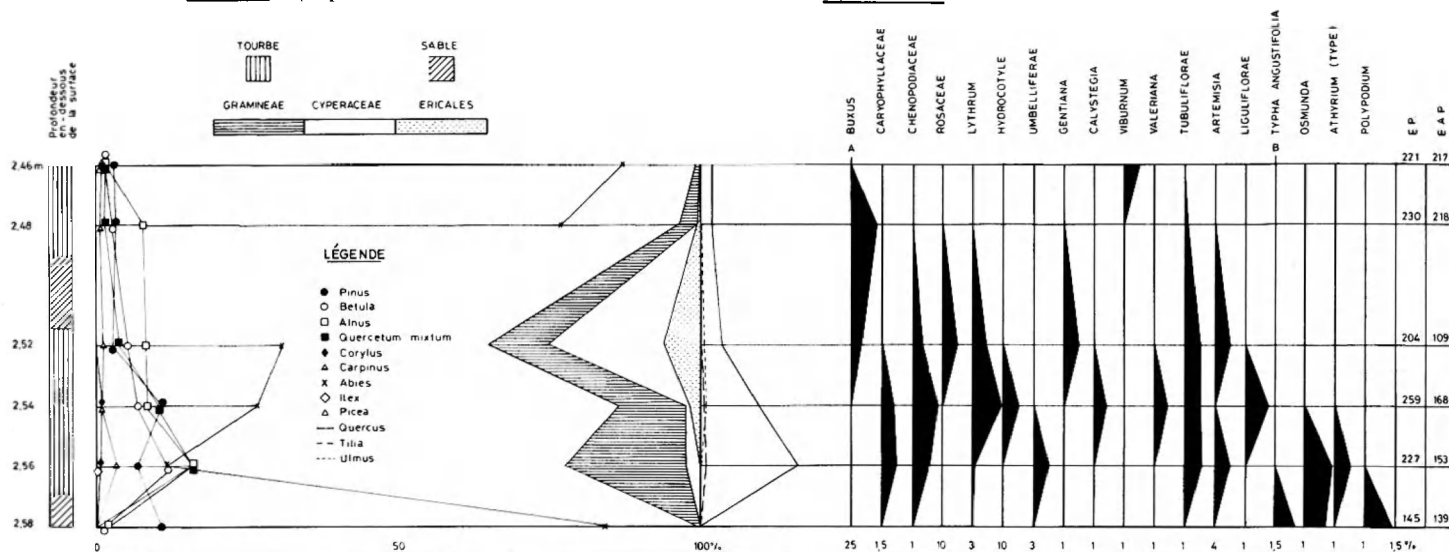


Fig. 24. — Diagramme palynologique d'un dépôt tourbeux, correspondant au sommet de l'unité lithostratigraphique 4, et se trouvant au NE et en dehors du trou d'exploitation.

pollens et spores a été inscrit aux niveaux concernés. S'il y avait lieu, le nom des pollens et spores, qui à défaut d'avoir été rencontré lors du comptage mais qui ont été repérés ailleurs dans la même préparation microscopique, a été mentionné dans la colonne précédant celles des sommes polliniques ainsi que les massules d'*Azolla filiculoides*, le pollen tertiaire, les Hystrichosphères, les diatomées et les spicules d'éponges.

#### Diagramme 1

C'est le *Quercetum mixtum* dont *Quercus* est l'élément constituant principal surtout vers le haut du diagramme, qui domine partout à l'exception de trois niveaux et d'un quatrième où prédominent respectivement *Betula* et *Alnus*. Ces arbres dominants sont suivis en ordre d'importance par *Pinus* et *Corylus*. La courbe pratiquement continue de *Taxus* se caractérise par une diminution progressive vers le haut, tandis que celle de *Picea*, également quasi ininterrompue, ne révèle aucune tendance évolutive significative. *Hippophae* arbuste des dunes, est surtout bien représenté dans la partie inférieure du diagramme. *Abies*, *Carpinus*, *Ilex*, *Fagus*, *Myrica* et *Salix* n'apparaissent que sporadiquement. Signalons également la présence de *Buxus* et *Vitis* deux genres dont l'aire de distribution actuelle s'étend davantage au sud. Dans le domaine des herbes, qui n'atteignent jamais de hauts pourcentages, les Chénopodiacées font presque continuellement partie de la palynoflore, tandis qu'*Armeria* apparaît à deux niveaux dans la partie supérieure du diagramme. Enfin quelques rares massules avec glochides attachées de la fougère aquatique, *Azolla filiculoides* ont été repérées à quatre niveaux.

\* Voir note infrapaginale page suivante.

#### Diagramme 2

La partie inférieure du diagramme, correspondant à la tourbe, montre une dominance successive de *Taxus* et d'*Alnus*, auxquels *Quercetum mixtum*, *Pinus* et *Corylus* sont subordonnés dans l'ordre d'importance. Les courbes de *Picea* et de *Betula* sont pratiquement continues mais d'importance mineure. *Salix* et *Ilex* apparaissent sporadiquement en quantité infime. Cette palynoflore d'arbres est accompagnée de *Hedera* et de *Polypodium*.

La partie supérieure du diagramme, couvrant le complexe argileux, se caractérise par une dominance de *Quercetum mixtum* due à la très nette extension de *Quercus*, à l'exception de six niveaux où la chênaie mixte est dépassée par *Alnus* et *Betula*. Très abondant dans la tourbe, *Taxus* diminue progressivement d'importance en s'élevant dans l'argile. *Corylus* et *Pinus* jouent un rôle moins important tandis que *Picea* se manifeste à tous les niveaux et qu'apparaît sporadiquement *Ilex* en quantités légèrement supérieures que dans la tourbe. *Buxus* fait son apparition à 1,80 m de profondeur. Les Chénopodiacées, inexistantes dans la tourbe, apparaissent dans l'argile, s'élevant à une valeur de 3 %. Un pourcentage similaire est atteint par *Artemisia* tout en haut du diagramme, où les Ericales se signalent par une extension s'élevant à 6 %. Des grains de pollen d'*Armeria maritima* ont été découverts à trois niveaux ; il en est de même pour *Hippophae*. Signalons également qu'une seule massule d'*Azolla filiculoides* a été repérée à 2 m de profondeur. Enfin, il est important d'attirer l'attention sur la présence de diatomées à caractère marin-saumâtre dans la partie inférieure de l'argile et de spicules d'éponges marines\* dans toute la couche argileuse excepté dans les deux niveaux supérieurs.

### Diagramme 3

La partie inférieure du diagramme est dominée par le *Quercetum mixtum* dont *Quercus* est de loin l'élément constituant principal. Toutefois en bas la chênaie mixte est supplantée par *Pinus* dans deux spectres et par *Alnus* à un autre niveau. Ce dernier phénomène se présente également à 4,3 m de profondeur. Dans la partie supérieure du diagramme le *Quercetum mixtum* régresse nettement en faveur d'*Abies*, qui devient l'arbre prédominant. A *Alnus* est dévolu un rôle important de haut en bas du diagramme. *Corylus*, *Taxus* et *Picea* quasi omniprésents, diminuent vers le haut. *Carpinus*, *Ilex* et *Rhamnus* n'apparaissent que de temps à autre en quantités dérisoires. Signalons aussi la présence de *Buxus* et *Vitis* à certains niveaux. Parmi les herbes, les Chénopodiacées, absentes à la base, deviennent nombreux vers le haut, où l'on note l'apparition concomitante d'*Armeria*. Par contre les massules d'*Azolla filiculoides* très nombreuses à la base, ne sont plus retrouvées au-dessus de 4,30 m.

### Diagramme 4

La prédominance d'*Alnus* vers le bas est rapidement relayée par celle d'*Abies*, qui s'affirme jusqu'à atteindre des pourcentages élevés en haut du diagramme. Le *Quercetum mixtum* diminue vers le haut ainsi que *Carpinus*, tandis que *Pinus* et *Picea* évoluent dans le sens inverse. *Vitis*, *Taxus* et *Buxus*, présents à la base du diagramme, disparaissent respectivement dans la partie supérieure des sables (4), à la limite de ces sables et de l'argile bleue supérieure (3) et juste au-dessus de cette limite. *Pterocarya* et *Fagus* font une courte apparition tout en haut dans les sables. *Corylus* et *Betula* sont presque continuellement présents quoi qu'en n'étant jamais abondants. Quant aux herbes, les Ericales s'étendent dans l'argile bleue (3) où tant les Chénopodiacées, très nombreuses dans les sables, qu'*Artemisia* disparaissent totalement. Des spicules d'éponges marines\*, souvent en grand nombre, et des diatomées à caractère saumâtre se rencontrent à plusieurs niveaux. Les diatomées, uniquement repérées de 1,4 à 1,7 m de profondeur, appartiennent pour la plupart aux espèces suivantes : *Campylodiscus echeneis*, *Diploneis didyma*, *Diploneis smithii*, *Nitzschia punctata* et *Coscinodiscus kützingi* (communiqué par L. Beyens).

\* Les spicules proviennent au moins de deux espèces d'éponges. La première, caractérisée par des aspidasters, de grands et petits oxes ainsi que des triaenes, appartient au genre *Erylus*. La seconde espèce se caractérise par des tylostyles. Ce type de spicule se retrouve communément dans les ordres Poecilosclerida, Hadromerida et Axinellida. Une détermination plus précise s'avère donc impossible. C'est le Dr. R.W.M. van Soest de la section Coelentérés et Porifères de l'Institut de Zoologie taxonomique de l'Université d'Amsterdam, qui m'a aimablement fourni ces renseignements. Qu'il veuille bien accepter mes vifs remerciements pour cette étude qu'il a bien voulu entreprendre, à ma demande.

### Diagramme 5

Dans la tourbe, se trouvant à la base, *Alnus* est l'arbre dominant. Il est relayé au sommet de l'argile noire par la chênaie mixte. Au-dessus de l'argile noire, *Abies*, après une courte période de forte prédominance, recule en faveur d'*Alnus* parfois de *Betula*, pour augmenter de nouveau vers le haut du diagramme, *Pinus* et *Corylus* font constamment partie de la palynoflore sans toutefois jouer un rôle important. *Picea* et *Carpinus* se manifestent régulièrement en petites quantités, tandis que *Ilex* n'apparaît que rarement. *Taxus* est un élément constituant important de la flore dans le complexe argilo-tourbeux, mais voit son rôle diminuer vers le haut. *Buxus* et *Vitis* apparaissent dans la partie supérieure, où *Pterocarya* fait également une brève apparition. Quant aux herbes, les Chénopodiacées retiennent l'attention dans la partie supérieure où *Armeria* apparaît également.

### Diagramme 6

Le diagramme se caractérise par une prédominance souvent très prononcée d'*Abies* excepté à 2,56 m de profondeur, où ce conifère, absent dans la flore actuelle de la région, voit son importance décroître au profit de celle de *Quercetum mixtum* et *Alnus*. Ces deux derniers éléments de même que *Betula* et *Pinus* font constamment partie de la palynoflore mais sont en régression vers le haut. *Corylus* n'est que faiblement représenté dans la partie inférieure et disparaît au milieu, tandis que *Carpinus* se signale par une courbe presque continue. *Ilex* fait une courte apparition dans un seul spectre. Il est à noter la présence de *Buxus* dans la partie supérieure du diagramme. Quant aux herbes, qui sont un peu mieux représentées que dans les diagrammes précédents, les Chénopodiacées sont abondantes en bas mais disparaissent en haut du diagramme, phénomène affectant semblablement *Artemisia*.

### 6.2. Etude des restes végétaux macroscopiques

C'est uniquement dans la tourbe (8), se trouvant à la base du complexe argilo-tourbeux, que j'ai examiné les macrofossiles végétaux, s'agissant en effet de la seule couche organique, non-marine de la Formation d'Herzelee. Cette étude s'est effectuée en lavant quatre échantillons de la même couche, récoltés à des endroits différents de la Briqueterie et situés entre les points 100 et 130. Les résultats ont été groupés dans le tableau 2, qui comprend également le nombre des diaspores rencontrées lors du triage d'échantillons coquilliers, ceux-ci se trouvant superposés dans les sables (4) et provenant du côté opposé du front d'exploitation de la Briqueterie approximativement en face du point 190, tout comme les restes macroscopiques d'origine animale. Cette étude paléobotanique a permis de reconnaître l'existence d'une forêt marécageuse lors de la formation de la tourbe, qui rappelle dans son cor-

Tabl. 2. — Relevé numérique des différents restes macroscopiques observés à Herzele (b = beaucoup)

		Diaspores (fruits et graines)																				co- quil- les		
nature du sédiment et profondeur en mètres en dessous de la surface																								
	<i>Taxus baccata</i> L.																							
	<i>Abies glutinosa</i> (L.) Gaertn.																							
	<i>Moehringia trinervia</i> (L.) Clairv.																							
	<i>Ranunculus lingua</i> (?) L.																							
	<i>Ranunculus repens</i> L.	29																						
	<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	20																						
	<i>Rubus</i> sp.	11																						
	<i>Potentilla palustris</i> (L.) Scop.	2																						
	<i>Potentilla erecta</i> (L.) Rausch.																							
	<i>Prunus</i> sp.																				1?			
	<i>Viola</i> sp.	2																						
	<i>Ajuga reptans</i> L.	4																						
	<i>Mentha</i> sp.	199																						
	<i>Lycopus europaeus</i> L.	6																						
	<i>Solanum dulcamara</i> L.																							
	<i>Euratorium cannabinum</i> L.	7																						
	<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	1																						
	<i>Potamogeton</i> sp.																							
	<i>Zannichellia palustris</i> L.																							
	<i>Sparganium erectum</i> L.	1																						
	<i>Carex</i> sp.	7																						
	Mollusques																							
	Autres restes d'origine animale																							
	Volume en litres de sédiment lavé																							

tège floristique l'*Alnetum*, dont faisait partie *Taxus baccata*. Si cet arbre ne figure plus dans les relevés floristiques des aulnaies actuelles d'Europe occidentale, des découvertes fossiles nombreuses prouvent néanmoins à suffisance qu'il devait être un composant régulier des forêts marécageuses de jadis à *Alnus*, *Quercus* et *Pinus*.

Les sables coquilliers contenaient quelques graines de *Zannichellia palustris* vivant dans les eaux saumâtres, quelques autres de *Potamogeton* sp., dont plusieurs espèces tolèrent l'eau saumâtre et une graine de *Taxus baccata*, que les eaux douces ont probablement entraînée dans la mer.

### 6.3. Conclusion

Il est clair que tous les spectres des différents diagrammes palynologiques indiquent l'existence d'une végétation forestière de climat tempéré. Celle-ci se composait de *Taxus*, *Alnus*, *Quercetum mixtum*, *Pinus*, *Corylus*, *Picea* et *Betula*, lors de l'élaboration de la tourbe (8). Tous ces arbres font encore partie de la flore locale actuelle à l'exception de *Picea*, qui a reflué dans le Nord et la montagne d'Europe bien qu'il soit encore signalé dans la forêt vierge de Bialowieza, établie dans la plaine de l'Europe centrale à la frontière russo-polonaise.

Les diaspores, conservées dans la tourbe (tabl. 2) proviennent de plantes appartenant à l'*Alnetum*, ce qui permet de conclure que l'association végétale de la

tourbière s'identifiait à une aulnaie. Partant, l'on peut supposer la surreprésentation d'*Alnus* dans les spectres palynologiques de la tourbe.

La palynoflore identifiée dans l'argile au-dessus de la tourbe (7,6,5), dont l'origine marine vient de se voir confirmée par l'étude des diatomées (cf. L. Beyens, infra) et par la présence de spicules d'éponges marines, révèle la présence d'un *Quercetum mixtum* dans les environs, dont *Quercus* était l'élément constituant principal. *Picea* se maintient, tandis que *Taxus*, abondant dans la tourbe sous-jacente, diminue progressivement vers le haut. Les pourcentages élevés d'*Alnus* que l'on peut remarquer à certains niveaux, sont probablement dus à une surreprésentation du pollen de cet arbre causée par la proximité d'aulnaies, lesquelles sont établies dans des endroits environnants. Durant la phase de dépôt de l'argile, *Abies*, *Buxus* et *Vitis* s'introduisent dans la forêt, augmentant ainsi le nombre d'éléments étrangers à la végétation locale actuelle. *Abies* se limite maintenant à la région montagneuse de l'Europe centrale et méridionale à l'exception de la Normandie, dont on ignore toutefois l'origine de la forêt de sapins. La limite septentrionale de *Buxus* et *Vitis* se situe actuellement un peu plus vers le Sud.

La même association forestière se retrouve dans la partie inférieure des sables coquilliers (4), comblant le chenal, situé dans le coin NE de la briqueterie. Toutefois il faut signaler qu'à la base de ces sédiments le

Tabl. 3. — Corrélation entre l'évolution botanique, les unités stratigraphiques et le milieu de sédimentation de la Formation d'Herzelee.

Unités lithostratigraphiques			Milieu de sédi- mentation	groupement forestier principal	groupement forestier ayant fortement influencé les spectres palynologiques	Extension verticale						
Succession et numérotation						<i>Taxus</i>	<i>Ptero- carya</i>	<i>Fagus</i>	<i>Buxus</i>	<i>Vitis</i>	<i>Azolla filicu- loides</i>	
FORMATION DE HERZEELE	Argile bleue supérieure (3)		saumâtre	<i>Abietum</i>		↑	↑	↑	↑			
	Sables  (4)		marin  saumâtre  fluviatile	avec								
				<i>Pinus</i>	<i>Alnetum</i>							
				et								
		<i>Picea</i>										
	argile	rougeâtre (5)	marin- saumâtre	<i>Quercetum</i>								
		grise (6)		<i>mixtum</i>								
noire (7)		avec										
Tourbe (8)		forêt maré- cageuse d'- eau douce	<i>Picea</i>	<i>Alnetum</i>								
Sables glauconifères inférieurs (9)												
Légende : ↑ rencontré lors du comptage des pollens ↑ rencontré en dehors du comptage des pollens												

*Quercetum mixtum* est dépassé par *Pinus*. En s'élevant la chênaie mixte recouvre sa suprématie pour la perdre ensuite définitivement au profit successivement d'*Alnus* et d'*Abies*, lequel se maintiendra en sa qualité d'arbre dominant dans la partie supérieure des sables excepté durant une phase intermédiaire, où il est dépassé par *Alnus* et parfois par *Betula*. Tout en haut des sables apparaît *Pterocarya* dans la forêt de conifères pour disparaître rapidement à la limite de ces sables et de l'argile bleue supérieure (3). La présence de ce relicte tertiaire, dont l'aire de distribution actuelle se localise en Asie mineure et orientale, pourrait indiquer des conditions écologiques plus favorables que celles prévalant à l'heure actuelle, ce qui pourrait être confirmé par la coexistence de *Buxus* et *Vitis*. *Fagus*, qui s'était déjà manifesté dans l'argile rougeâtre de l'unité lithostratigraphique 5, réapparaît brièvement tout en haut des sables pour s'éteindre ensuite à la fin de ce dépôt.

L'abondance de massules d'*Azolla filiculoides* et l'absence de Chénopodiacées à la base des sables pourraient dévoiler la présence d'eaux douces, qui, de saumâtres et marines, qu'elles deviennent par la suite, permettent enfin le dépôt des bancs coquilliers.

Dans les argiles bleues supérieures (3), fermant le colmatage du chenal, *Abies* continue à dominer la forêt, qui se garnit de plus en plus de conifères à la

suite de l'extension de *Pinus* et *Picea* au détriment des arbres à feuilles caduques, lesquels accusent ainsi un recul important. Cette transformation de la forêt, accompagnée de l'extension des *Ericales* et l'apparition d'un autre genre acidophile, *Drosera*, révèle l'appauvrissement et l'acidification du sol, entraînant le passage progressif de la forêt du stade mésocratique vers le stade télocratique. Ce passage de la chênaie mixte, représentant le climax de la végétation forestière, à un forêt de conifères moins ombrageants installée sur des podsoles acides est caractéristique de chaque interglaciaire du Quaternaire, dont l'histoire forestière est suffisamment connue. La découverte de spicules d'éponges et de diatomées à caractère saumâtre ne laisse subsister que peu de doute quant à la nature saline des eaux, dans lesquelles les argiles se sont déposées. Toutefois l'absence de diatomées purement marines suggère une influence fluviatile plus importante que lors du dépôt des argiles appartenant aux unités lithostratigraphiques 7,6 et 5.

Quant à l'interprétation chronostratigraphique, la présence d'*Azolla filiculoides*, dont l'extension dans le Quaternaire est comprise dans les limites allant du Cromérien au Dömnitzien (Kl. Erd, 1970) permet d'éliminer les autres Interglaciaires. La prédominance d'*Abies* dans les diagrammes palynologiques n'a été si-

gnalée dans les régions limitrophes qu'à la fin de l'Interglaciaire Holsteinien notamment à Clacton-on-Sea, Essex (K. Pike and H. Godwin, 1953), à Marks Tey, Essex (C. Turner, 1970) et à Hoxne, Suffolk (R. West, 1956) en East Anglia ainsi qu'à Neede aux Pays Bas (I.M. Van der Vlerk and F. Florschütz, 1953). L'âge holsteinien des sédiments de remplissage du chenal, reposant dans la partie NE de la Briqueterie, échappe désormais au doute. La ressemblance palynologique de la base des sables supérieurs avec le sommet du complexe moyen argilo-tourbeux invite à la conclusion d'une incorporation de ces deux dépôts dans la même zone floristique d'un seul cycle interglaciaire. Dans ce cas toute la Formation de Herzele à l'exception des Sables glauconieux inférieurs (9) remonterait à l'âge holsteinien et correspondrait à un cyclothème complet, se situant dans la deuxième moitié de cet Interglaciaire corrélativement aux zones polliniques IIc, IIIa et IIIb, à Marks Tey (C. Turner, 1970) et à la totalité des dépôts du "Clacton channel" (K. Spike and H. Godwin, 1953).

Dans le diagramme 5 (fig. 23) la tourbe (8) et l'argile noire (7) donnent des spectres palynologiques com-

parables à ceux obtenus dans des sédiments analogues en d'autres endroits de la Briqueterie. La poussée brusque d'*Abies* se manifeste à la base des sédiments lités, séparés de l'argile noire sous-jacente par une surface d'érosion.

Cette prédominance d'*Abies*, précédant celle d'*Alnus* appelle à une correspondance de la base des sédiments lités avec la partie supérieure des sables s'étendant en-dessous des bancs coquilliers (fig. 21, 4,2-3,4 m), tandis que la partie supérieure des sédiments lités, dominée principalement par *Alnus*, serait l'équivalent stratigraphique soit des bancs coquilliers, malheureusement stériles en pollen, soit de la base des sables situés au-dessus des bancs coquilliers (fig. 22 ; 2,34-2,28 m) soit des deux ensemble.

Quant au diagramme 6 (fig. 24), la corrélation avec le sommet des Sables 4 s'impose sur la base de la ressemblance palynologique. Toutefois la régression des Chénopodiacées vers le haut du diagramme et leur disparition au sommet pourrait suggérer que la partie supérieure de ce diagramme correspondrait déjà avec la base de l'argile bleue (3).

## EXPLICATION DES PLANCHES

Toutes les figures des planches représentent des grains de pollen ou des spores excepté Pl. III, 34, 35, 36 et 37 qui représentent des glochides ou des massules avec glochides.

### Planche 1

numéro des figures		n° du point	n° du diagramme palynologique	profondeur en mètres	coordonnées au microscope WILD M20-13022	n° de la photo
1.	<i>Abies</i>	220	4	2,00	40,1 96,4	W128/53
2.	id	"	"	2,08	44,1 80,5	W128/83-84
3.	id	225	3	3,80	40,7 81,5	W126/61
4.	<i>Picea</i>	220	4	2,06	24,8 110,2	W128/81-82
5.	<i>Pinus</i>	"	"	2,02	37,7 80,5	W128/63
6.	<i>Taxus</i>	225	3	4,80	41,5 106,0	W125/1
7.	id	"	"	"	25,2 92,1	W125/75
8.	id	69	1	2,60	37,0 90,7	W123/23
9.	id	225	3	3,80	41,1 94,6	W126/63
10.	id	"	"	3,60	33,2 104,5	W126/71
11.	id	220	4	2,12	46,5 77,8	W128/8
12.	id	134	2	2,50	25,3 97,6	W127/70
13.	id	225	3	3,80	30,1 92,8	W126/67
14.	<i>Pterocarya</i>	220	4	2,10	45,1 99,1	W128/4
15.	id	"	"	2,06	44,7 105,8	W128/65
16.	id	"	"	"	36,0 103,8	W128/69
17.	id	"	"	"	29,0 81,4	W128/79
18.	id	"	"	1,90	30,9 102,6	W127/28
19.	id	"	"	2,08	44,0 78,2	W128/85

20.	<i>Myrica</i>	69	1	2,60	26,1	74,0	W123/13
21.	id	"	1	"	45,9	98,4	W124/48
22.	<i>Alnus</i>	"	1	4,20	42,1	93,6	W121/36
23.	id	225	3	4,80	23,1	77,4	W125/79
24.	<i>Carpinus</i>	"	"	"	39,1	108,7	W125/8
25.	id	220	4	2,14	30,5	94,1	W128/20
26.	<i>Corylus</i>	225	3	4,80	39,0	105,9	W125/10
27.	id	"	"	3,60	23,1	104,6	W126/75
28.	id	69	1	2,60	28,3	78,8	W123/4
29.	<i>Betula</i>	"	"	"	45,8	107,1	W124/46
30.	id	"	"	"	31,3	89,9	W123/27
31.	id	"	"	2,70	34,6	87,4	W123/66
32.	id	220	4	2,08	42,9	90,3	W128/87
33.	id	134	2	1,70	37,6	100,6	W127/8
34.	id	"	2	1,60	34,9	102,6	W127/10
35.	id	225	3	4,80	41,5	106,0	W125/2
36.	id	"	"	3,80	26,7	90,1	W126/70
37.	<i>Fagus</i>	69	1	2,50	45,1	113,4	W124/4
38.	id	"	"	"	44,7	113,9	W122/63
39.	id	"	"	1,90	42,8	81,4	W124/15
40.	id	"	"	2,20	37,8	88,5	W124/11
41.	id	220	4	2,06	34,8	101,6	W128/71
42.	id	"	"	2,02	41,1	102,4	W128/61
43.	<i>Quercus</i>	"	"	2,10	30,1	109,5	W128/6
44.	id	225	3	4,80	41,4	101,4	W125/6
45.	id	134	2	2,80	43,5	96,0	W127/71
46.	id	69	1	2,70	27,7	89,9	W123/72
47.	id	"	"	"	32,3	88,6	W123/68
48.	id	"	"	"	26,4	98,4	W123/74
49.	id	"	"	4,20	42,6	79,4	W122/78

### Planche 2

1.	<i>Ulmus</i>	225	3	4,80	41,5	106,0	W125/1
2.	id	"	"	"	41,1	108,7	W125/87
3.	<i>Viscum album</i>	"	"	3,40	33,6	97,3	W129
4.	<i>Polygonum type persicaria</i>	69	1	2,70	44,5	100,0	W122/10
5.	id	"	"	2,50	42,9	82,1	W124/9
6.	id	"	"	"	"	"	W124/7
7.	id	"	"	4,40	27,3	79,6	W121/28
8.	<i>Chenopodiaceae</i>	225	3	3,40	42,8	95,1	W126/83
9.	<i>Nuphar</i>	"	"	4,80	25,1	76,5	W125/73
10.	<i>Drosera</i>	220	4	2,08	40,4	75,8	W128/1
11.	id	"	"	1,60	37,5	75,4	W128/49
12.	<i>Linum</i>	point opposé à 150	5	2,43	37,1	90,0	W129
13.	id	69	1	2,60	26,2	76,2	W123/78
14.	id	"	"	"	"	"	W123/76
15.	id	"	"	"	"	"	W122/51
16.	<i>Acer</i>	134	2	2,80	43,5	96,0	W127/71
17.	id	225	3	5,00	29,0	108,0	W126/51
18.	id	69	1	2,70	37,4	88,2	W122/12
19.	<i>Ilex</i>	"	"	2,60	36,7	91,2	W122/59
20.	id	"	"	"	"	"	W122/61
21.	id	"	"	"	37,1	90,7	W123/25

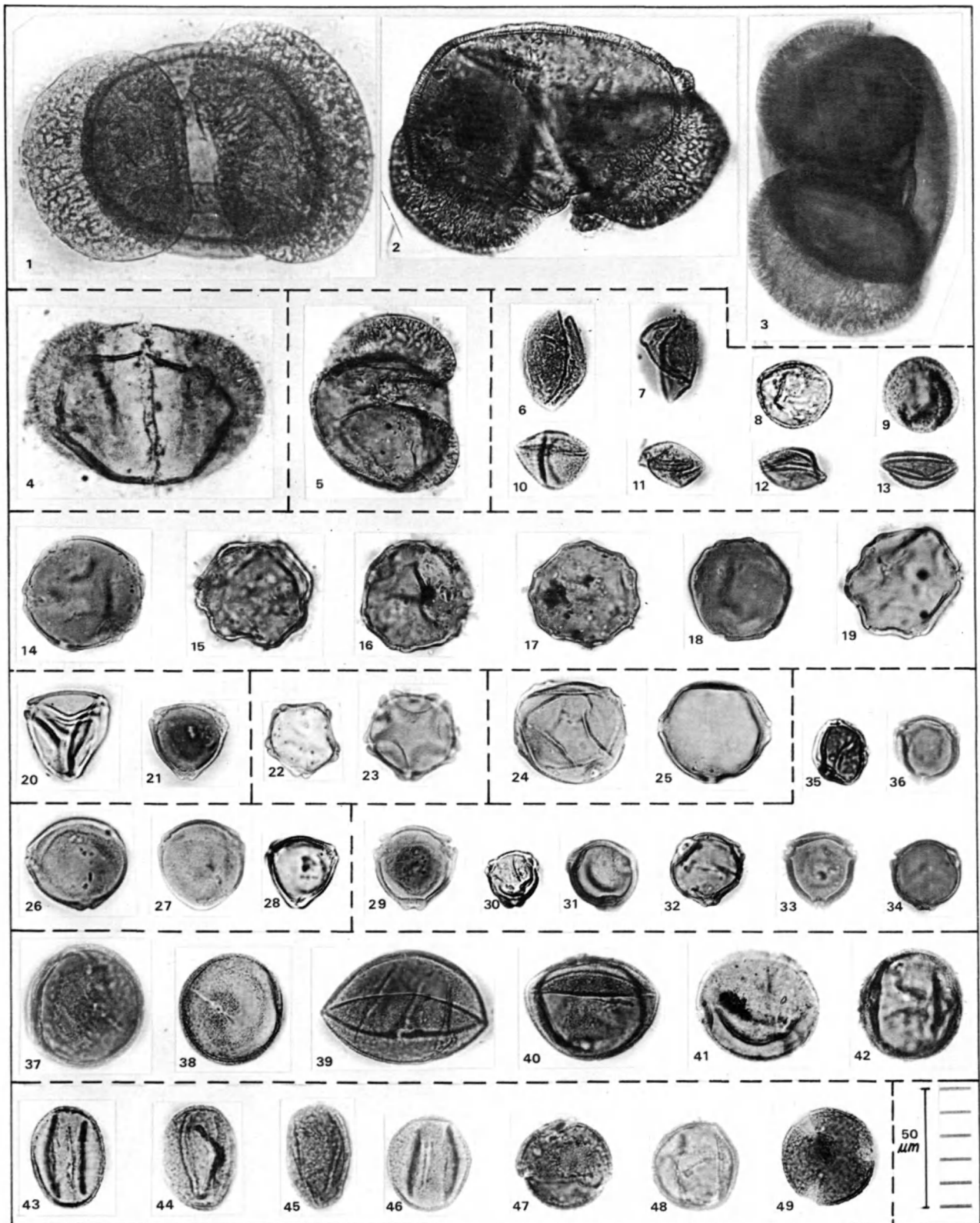
22.	<i>Radiola</i>	225	3	4,80	26,1	14,7	W125/65
23.	id	"	"	"	"	"	W125/63
24.	<i>Buxus</i>	"	"	3,40	43,3	11,0	W126/79
25.	id	134	2	1,80	43,0	78,6	W127/12
26.	id	69	1	4,20	26,6	105,0	W121/44
27.	<i>Vitis</i>	"	1	5,50	33,3	83,3	W121/89
28.	id	"	"	"	30,6	86,3	W121/1
29.	id	"	"	2,50	42,4	93,5	W122/68
30.	id	"	"	"	"	"	W124/62
31.	<i>Tilia</i>	225	3	4,80	26,4	79,6	W125/67
32.	id	"	"	"	41,4	103,5	W125/3
33.	id	près de 218	—	base des Sables 4	43,7	112,6	W126/18
34.	<i>Malva</i>	220	4	2,00	27,4	106,6	W128/59
35.	<i>Myrio- phyllum</i>	point opposé à 150	5	2,56	37,6	84,5	W127/24
36.	id	"	"	2,43	44,1	95,1	W127/18
37.	<i>Hippophae</i>	près de 218	"	base des Sables 4	34,4	90,4	W126/16
38.	id	69	1	2,60	26,2	76,5	W123/82
39.	id	"	"	"	"	"	W122/49
40.	id	"	"	4,20	45,0	115,1	W121/34
41.	id	"	"	"	41,6	83,1	W121/38
42.	<i>Hedera</i>	134	2	2,40	44,9	91,9	W127/55
43.	id	"	"	"	"	"	W127/53
44.	id	près de 218	—	base des Sables 4	39,5	77,0	W126/12
45.	id	225	3	4,80	25,2	72,8	W125/71
46.	id	"	"	"	"	"	W125/69
47.	<i>Calluna</i>	"	"	5,00	32,2	114,4	W126/47
48.	id	"	"	3,60	31,1	85,6	W126/73
49.	id	220	4	2,00	43,2	103,0	W128/51
50.	<i>Armeria</i>	225	3	4,80	39,3	85,2	W125/12
51.	id	69	1	2,70	25,8	78,8	W122/8
52.	id	"	"	2,60	38,4	100,2	W123/19
53.	<i>Faxinus</i>	225	3	3,80	42,9	105,3	W126/57
54.	id	opposé à 150	5	2,43	36,1	91,5	W127/20
55.	id	"	"	2,36	38,6	96,0	W127/16
56.	id	69	1	2,80	42,6	89,2	W123/58
57.	id	225	3	3,80	34,4	101,1	W126/65

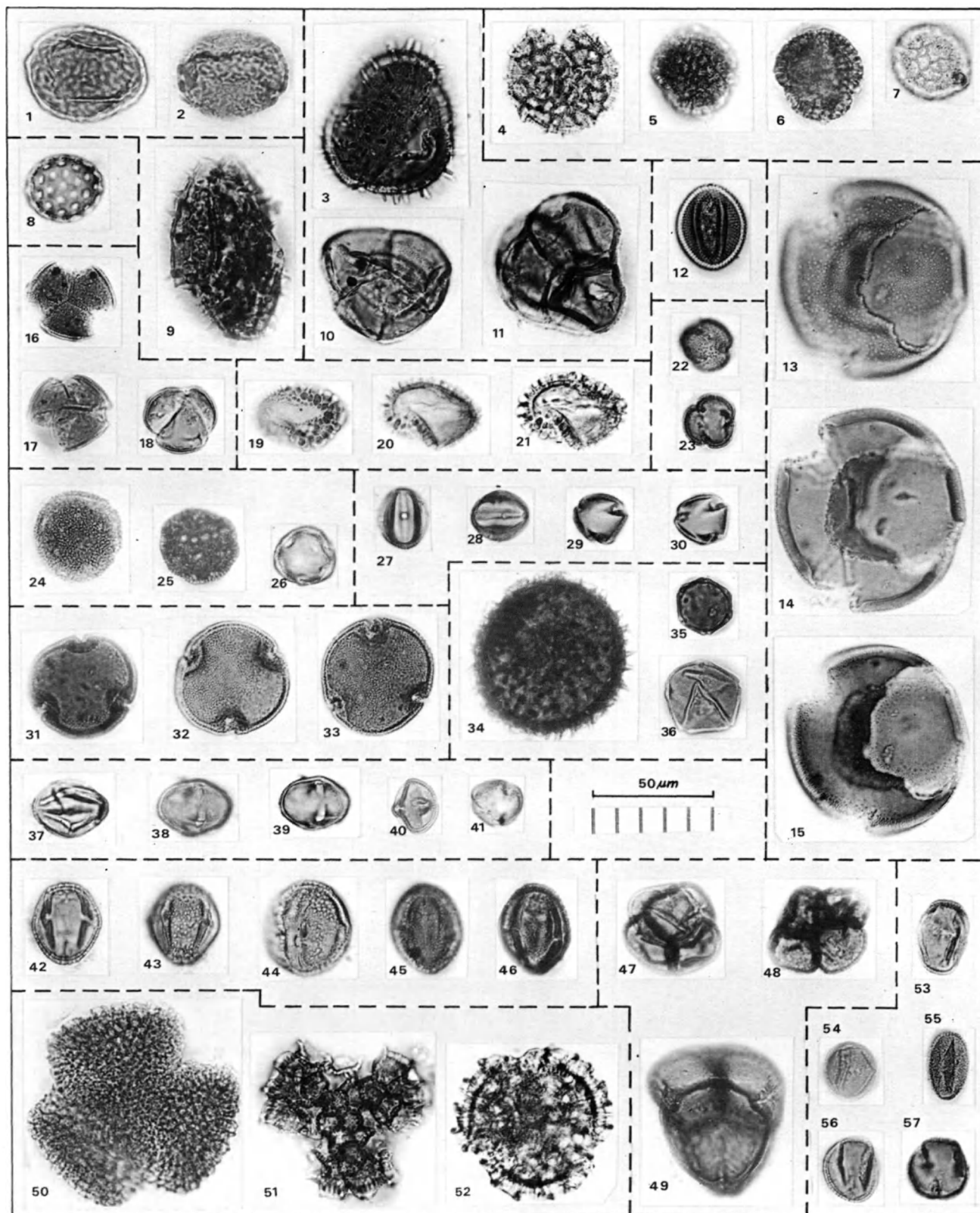
## Planche 3

1.	<i>Ligustrum</i>	69	1	2,60	42,5	75,3	W124/54
2.	<i>Centaureum</i>	225	3	4,80	24,2	87,0	W125/77
3.	id	"	"	"	46,7	106,6	W125/83
4.	<i>Gentiana</i>	134	2	2,90	38,0	94,8	W127/88
5.	id	220	4	1,80	27,0	79,1	W128/46
6.	id	134	2	2,90	36,3	98,8	W127/14
7.	<i>Menyanthes</i>	225	3	5,00	37,9	114,5	W125/18
8.	id	69	1	2,80	27,7	77,5	W122/16
9.	id (vue polaire)	"	"	"	25,3	91,5	W122/18
10.	<i>Calystegia</i>	"	"	3,80	42,2	106,2	W121/52

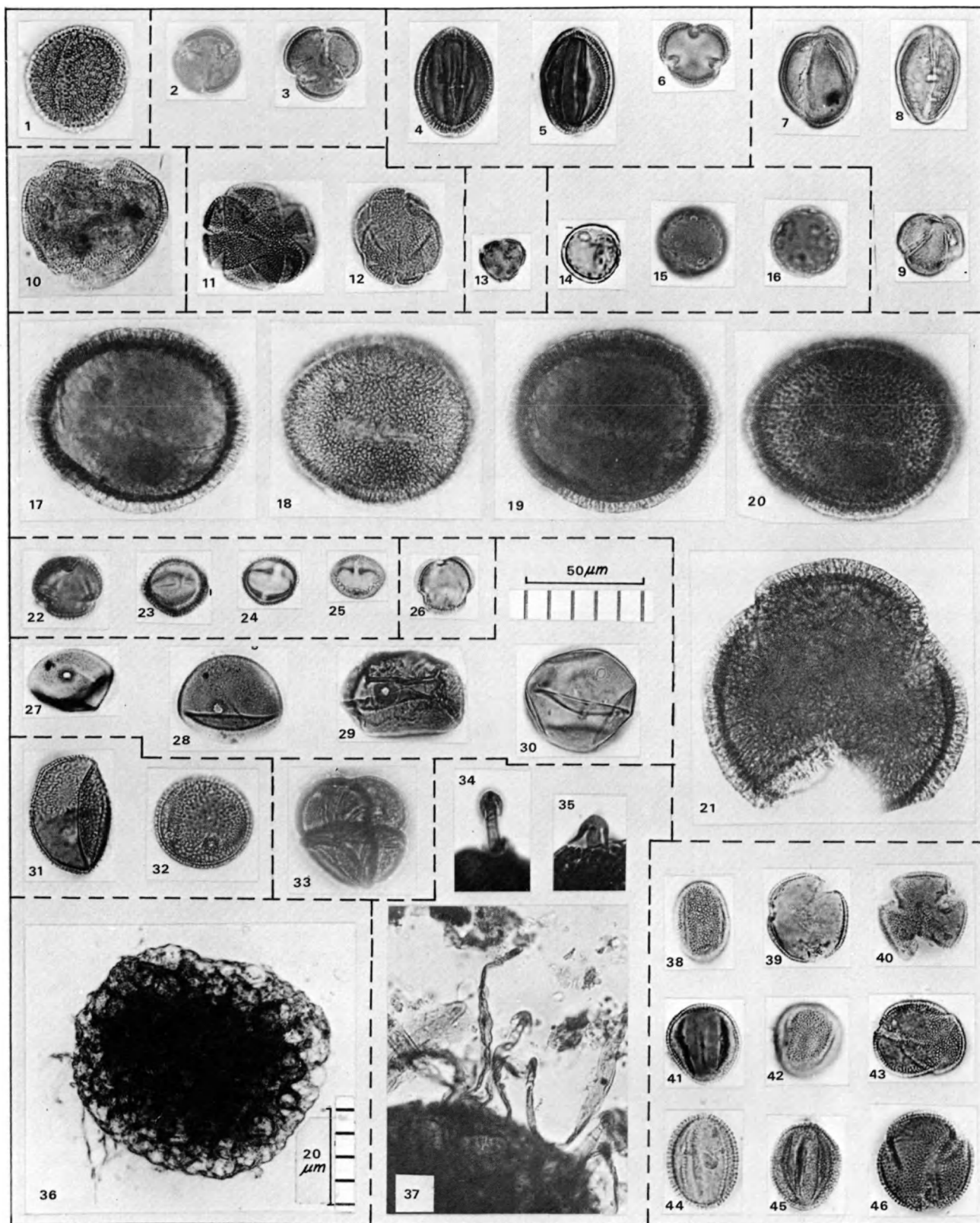
11.	<i>Lycopys (?)</i>	225	3	3,40	41,7	102,2	W125/42
12.	id	"	"	"	31,8	78,1	W126/1
13.	<i>Lythrum</i>	220	4	2,14	25,1	85,5	W128/22
14.	<i>Plantago</i>	69	1	2,60	24,2	88,4	W123/15
15.	id	134	2	2,40	31,0	86,3	W127/59
16.	id	"	"	"	"	"	W127/57
17.	<i>Succisa</i>	225	3	6,00	33,6	110,1	W126/8
18.	id	"	"	"	"	"	W126/10
19.	id	"	"	"	"	"	W125/53
20.	id	"	"	"	"	"	W125/51
21.	id	134	2	2,30	36,7	107,0	W127/51
22.	<i>Viburnum</i>	225	3	5,00	42,0	94,8	W125/14
23.	id	69	1	2,50	34,4	84,4	W124/64
24.	id	"	1	4,20	35,9	91,6	W121/42
25.	id	"	1	4,50	42,9	95,6	W121/17
26.	<i>Artemisia</i>	225	3	3,40	23,4	93,5	W126/6
27.	<i>Gramineae</i>	225	3	5,00	36,7	99,0	W126/37
28.	id	"	"	3,80	45,9	79,0	W126/59
29.	id	134	2	1,80	33,8	92,2	W127/6
30.	id	69	1	2,50	45,5	89,6	W122/65
31.	<i>Typha angustifolia</i>	225	3	5,00	36,0	88,2	W126/38
32.	id	"	"	"	35,0	85,3	W126/41
33.	<i>Typha latifolia</i>	"	"	4,80	45,5	81,5	W125/85
34.	<i>Azolla filiculoides (glochide)</i>	"	"	5,80	34,4	89,0	W129
35.	id	"	"	5,70	3,9,1	97,0	W129
36.	id (massule entière)	69	1	4,50	43,0	105,9	W121/5
37.	id (bord de massule avec glochides)	225	3	5,60	41,4	101,4	(échelle unique) W129
38.	"	69	1	2,80	43,1	98,8	W122/23
39.	"	"	"	"	42,0	86,6	W123/56
40.	Tricolpé indéterminé	"	"	"	41,2	92,6	W123/62
41.	id	"	"	"	43,2	87,5	W123/54
42.	id	"	"	"	42,2	87,5	W122/25
43.	id	"	"	2,70	45,8	103,5	W122/6
44.	id	"	"	2,60	32,1	102,1	W123/80
45.	id	225	3	5,40	28,5	94,8	W125/49
46.	id	"	"	3,40	43,4	78,0	W125/38

## Planche I





## Planche III





plus abondante. Le tableau 5 représente les pourcentages moyens des quatres espèces dans chaque zone.

Tableau 5. — Répartition des pourcentages des valves des espèces par zone

Espèce	Zones			$\frac{A + B + C}{3}$
	C	B	A	
<i>Melosira sulcata</i>	46	6,8	22,5	25,1
<i>Diploneis didyma</i>	14	19,3	35,3	22,9
<i>Nitzschia punctata</i>	—	11,7	10,8	7,5
<i>Campylodiscus echeneis</i>	40	61,0	28,1	43

## 7.2. Ecologie des espèces

La partie gauche du tableau 4 renseigne la salinité des espèces. Toutes exigent une salinité minimale de 1800-9 000 mg/l sauf trois espèces notamment *Synedra acus* var. *radians*, *Cocconeis pediculus* etsi, *Epthemia sorex* qui n'apparaissent que sporadiquement et en pourcentages minimes. *Campylodiscus echeneis*, dont le pourcentage moyen des valves est le plus élevé (43 %), se rencontre dans les eaux saumâtres des estuaires et du littoral. Elle se trouve à l'état fossile dans les sédiments saumâtres des régions à marées. *Melosira sulcata* est euhaline et répandue dans les eaux littorales. Selon Van Der Werff et Huls (1957-1974) cette diatomée périt en général dans les estuaires, où la salinité devient trop basse de telle façon que uniquement des "thecae" vides sont retrouvées. En tant que fossile, elle se rencontre dans des sédiments marins littoraux. *Diploneis didyma* vit dans les eaux du littoral et des estuaires, où elle se trouve également dans les chenaux entre les

bancs de sable et de boue. L'espèce est mesohaline, comme *Nitzschia punctata* et retrouvée dans les sédiments marins et saumâtres. *Nitzschia punctata* se rencontre dans le littoral et dans la zone à marées des estuaires. Les trois espèces du genre *Diploneis* de même que *Nitzschia punctata* sont euryhalines c.à.d. elles montrent une grande tolérance vis à vis des changements de salinité. Il en résulte que ces espèces indiquent un milieu saumâtre ou bien saumâtre-marin ou marin-saumâtre. Toutefois en l'absence d'autres espèces, il sera difficile de délimiter le degré de salinité. Quatre espèces sont des organismes sessiles : *Rhabdonema arcuatum*, *Cocconeis pediculus*, *C. scutellum* et *Epthemia sorex*. Aucune de ces espèces ne joue un rôle quantitativement important dans la composition de la flore. Peut-on en conclure que la végétation du sol fût pauvre et cela peut-être à cause d'une trop grande profondeur, ou que la pénétration de la lumière fut réduite à cause d'une grande suspension de particules de toutes sortes. *Diploneis didyma* est d'ailleurs une espèce qui vit dans des eaux riches en matières nutritives. Toutefois on ne peut pas exclure que ces algues sont d'origine allochtone. Quant à la profondeur des eaux, souvenons-nous que les diatomées dominantes du profil sont des algues du littoral et des estuaires, indiquant plutôt des eaux peu profondes. Mentionnons que *Nitzschia punctata* appartient au benthos.

## 7.3. Conclusion

Ces données écologiques suggèrent que la partie étudiée de la coupe se compose de sédiments saumâtres-marins, déposés dans une région à marées, On peut constater une évolution de la salinité, permettant une division en trois zones, décrites plus-haut (Fig. 25). La

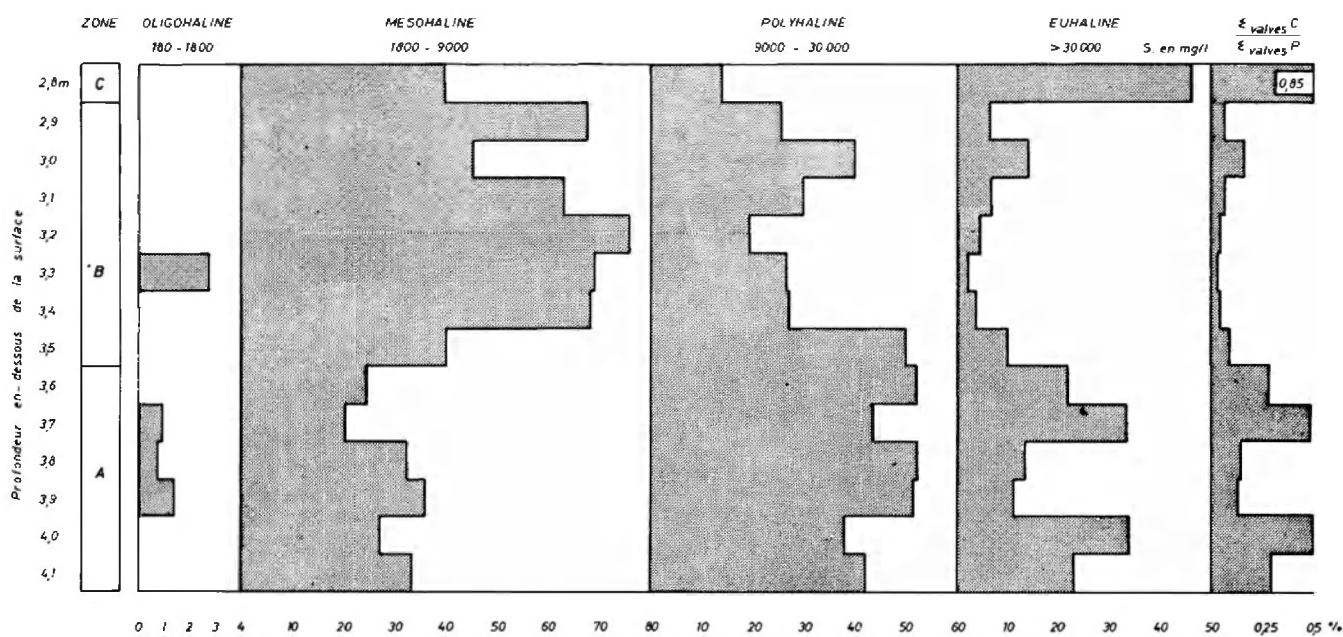


Fig. 25. — Spectres de salinité et pourcentages de valves et quotients somme valves centrales/ somme valves pennales.

zone A, caractérisée par l'association *Diploneis didyma* – *Melosira sulcata* révèle des conditions polyhalines dont la salinité augmente vers le haut. La présence massive de *Campylodiscus echeneis* en zone B indique que le milieu devient mésohalin. Le nombre de *Diploneis didyma* est diminué de la moitié, mais reste important, ce qui s'explique par le caractère euryhalin de l'espèce. Une autre espèce euryhaline (*Nitzschia punctata*) ne varie pas considérablement. Citons finalement la présence de *Diploneis interrupta*, espèce caractéristique des eaux saumâtres, à 3 m de profondeur. La diminution de la salinité dans cette zone peut être attribuée à une augmentation de l'apport d'eau douce ou bien à une séparation momentanée du bassin de sédimentation de la mer. *Campylodiscus echeneis* ne vit d'ailleurs pas uniquement dans les eaux mouvantes mais aussi dans des biotopes stagnants. A noter que nous n'avons observé dans cette zone qu'une espèce oligohaline : *Synedra acus* var. *radians*.

La zone C nous montre une explosion de *Melosira sulcata* et une diminution des organismes non-euhalins. Signalons la disparition de *Nitzschia sulcata*, espèce qui

ne montre pas un caractère aussi euryhalin que par exemple *Diploneis didyma*. Nous supposons une augmentation sensible de la salinité dans cette zone. L'espèce *Diploneis didyma* n'affiche pas, par rapport à *Campylodiscus echeneis* le même comportement que dans les zones A et B, ce qui peut signifier que la *Campylodiscus echeneis* est surreprésentée, ou bien que la salinité a augmenté dans une telle mesure que même les espèces euryhalines ont éprouvé des difficultés à s'adapter (voir disparition de *Nitzschia punctata*). Signalons pour terminer que la valeur des quotients *Centrales/Pennales* calculés en fonction de la somme des valves, est caractéristique des trois zones, mentionnées plus haut.

#### Remerciements

Je tiens à remercier vivement le Professeur R. Vanhoorne qui a bien voulu lire de façon critique le manuscrit. Toute ma reconnaissance va également à Mesdemoiselles S. Pooters et H. Van Hemelrijk et Monsieur F. Aerts, pour l'aide technique apportée lors de la réalisation de ce travail.

## 8 – METHODOLOGIE ET TECHNIQUES DE LA MAGNETOSTRATIGRAPHIE. APPLICATION A LA FORMATION D'HERZEELE (J. HUS et R. GEERAERTS)

### 8.1. Introduction

Le champ magnétique terrestre (C.M.T.) varie en direction, en intensité (variation séculaire) et en polarité au cours des temps géologiques. La magnétostratigraphie se base sur ces variations et leur enregistrement par certaines roches lors de leur genèse, sous forme d'une aimantation rémanente.

La démarche d'une étude magnétostratigraphique comporte une succession d'étapes indispensables, que l'on peut schématiser comme suit :

1. prélèvement d'échantillons orientés non perturbés.
2. mesure et analyse de l'aimantation des échantillons.
3. reconstitution spatiale de la position des échantillons au moment du dépôt.
4. interprétation des éléments du C.M.T. trouvés
  - corrélation des unités stratigraphiques locales de polarité observées avec l'échelle chronostratigraphique de polarité magnétique (magnetic polarity time scale)
  - étude de la variation séculaire

Nous nous proposons de passer en revue ces étapes et de les illustrer par les résultats obtenus lors de l'étude de la coupe de Herzele

### 8.2 Prélèvement des échantillons

Pour entreprendre une étude dans des sédiments meubles, il est nécessaire de maîtriser une technique permettant d'en extraire des échantillons non perturbés et orientés dans l'espace.

Les méthodes de forage couramment utilisées dans les sédiments présentent nombre de désavantages :

- obligation d'étudier les échantillons extraits du carottier sans être assuré que le prélèvement se soit fait dans une zone ayant subi le minimum d'accidents géologiques.
- risque d'altération de l'orientation et de l'intégrité du matériel lors du forage (torsion de la carotte déformation plastique au niveau des limites lithologiques, compaction ou fluage du sédiment lors de la pénétration du carottier. . .)
- la nécessité d'obtenir des échantillons de dimensions compatibles avec les appareils de mesure implique des manipulations et découpages de la carotte, augmentant d'autant les risques d'erreurs et de déformations.

Après plusieurs essais, nous avons développé une technique permettant de prélever des échantillons cylindriques de 2,5 cm de diamètre dans des parois redressées.

Des tubes cylindriques minces en plastique (2,5 cm de diamètre, 15 cm de long) sont enfoncés horizontalement de quelques centimètres dans la coupe. Un dispositif comportant un clinomètre et un cercle gradué horizontal est rendu solidaire de l'extrémité libre du tube par l'intermédiaire d'un tube rainuré.

Chaque échantillon est ainsi orienté en inclinaison et en direction avec une précision de 1 à 2°.

Les tubes orientés sont extraits de la paroi, et le plus rapidement possible débités en tronçons (longs de 22 mm) dont les extrémités sont scellées par un époxyde.

L'expérience nous a montré que nous obtenions de cette manière des échantillons non perturbés dans les différents sédiments analysés. Un prélèvement en continu est possible (40 échantillons par mètre) en disposant les tubes en quinconce.

### 8.3. Mesure et Analyse de l'Aimantation

#### 1. Aimantation détritique et aimantations secondaires.

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) ou aimantation rémanente "in situ" d'une roche sédimentaire est en général la résultante de plusieurs aimantations rémanentes superposées.

Lors de la sédimentation, les grains magnétiques qui tombent vers le fond sont soumis à diverses actions : gravité, couple dû au champ magnétique ambiant, mouvement brownien, forces hydrodynamiques. Au moment du dépôt, l'interface eau-sédiment influencera encore la particule.

Une aimantation rémanente détritique constituant un enregistrement du champ magnétique apparaît lorsque ce dernier influence la position prise par les particules aimantées.

Un premier problème capital est de déterminer la fidélité de l'enregistrement des éléments du C.M.T.

Des expériences (King, 1955) ont montré qu'en eau calme, sur un fond horizontal, une erreur d'inclinaison apparaît (diminution de l'inclinaison pouvant atteindre 20°) alors que la déclinaison enregistrée correspond à celle du C.M.T. Par contre, lorsque la sédimentation se fait sur une pente ou en eau courante, la rotation des grains entraîne une erreur tant en inclinaison qu'en déclinaison. D'autres expériences (Irving et Major, 1964) montrent que la rotation des particules magnétiques situées dans les pores remplis d'eau est à l'origine de l'apparition d'une aimantation postérieure au dépôt, qui tend à corriger l'erreur d'orientation citée précédemment. L'acquisition d'une aimantation rémanente par ce mécanisme ne sera bloquée que lorsque la teneur en eau passera en dessous d'une valeur critique, qui dépend de la nature du sédiment.

Remarquons que s'il n'y a pas d'erreur d'inclinaison (c'est-à-dire si l'inclinaison moyenne d'un nombre suffisant d'échantillons, couvrant une période de temps assez longue, correspond à l'inclinaison au point étudié d'un dipôle axial géocentrique), on peut conclure qu'une aimantation post détritique est présente.

D'autres aimantations rémanentes secondaires chimiques, apparaissent lors de transformations chimiques ou minéralogiques au sein du sédiment au cours de la diagenèse ou d'altérations.

Les roches sédimentaires portent encore en général une aimantation rémanente visqueuse. Une roche est dite magnétiquement "visqueuse" quand son aimantation varie au cours du temps.

#### 2. Analyse des aimantations

Il faut tenter de séparer les différentes composantes de l'ARN pour retrouver l'aimantation primaire (aimantation la plus ancienne mais qui n'est pas nécessairement contemporaine de la sédimentation). Ces diverses aimantations rémanentes résistent généralement différemment à des traitements physiques ou chimiques (champs magnétiques alternatifs ou continus, élévation de température ou de pression, ...) ce qui permettra de distinguer les aimantations en présence. Notons que l'aimantation rémanente visqueuse acquise par un séjour prolongé dans un champ magnétique peut être très intense et parfois très stable vis à vis des traitements par champs alternatifs. (Biquand et Prévot, 1970 ; Biquand, 1971).

La résistance de l'aimantation primaire à ces traitements physiques ou chimiques ne nous informe guère quant à sa stabilité géologique. Elle sera dite géologiquement stable, si elle n'a pas changé depuis son apparition jusqu'à nos jours.

Seuls des tests de terrain pourront nous renseigner sur cette stabilité (par exemple le test de plissement de Graham).

Disons pour clore ce chapitre qu'il n'existe pas de technique paléomagnétique universelle qui garantisse dans tous les cas l'annulation complète des aimantations secondaires, ni même une identification certaine de la polarité originale.

Ainsi la reconnaissance d'une zone de polarité positive n'exclut pas le dépôt du sédiment pendant une période où le champ était inverse, s'il se superpose à l'aimantation originale une viscosité normale stable ou si les minéraux magnétiques se sont altérés au cours d'une période normale.

### 8.4. Reconstitution spatiale de la position des échantillons au moment du dépôt.

On ne peut passer de l'aimantation stable isolée à la direction du champ magnétique ancien que si les ter-

rains ont conservé leur position initiale, ou si la déformation qu'ils ont subie est connue et permet de retrouver leur position originale.

Les dépôts continentaux et côtiers sont souvent affectés d'accidents qui interdisent de retrouver leur position première. L'étude de ces zones perturbées est néanmoins riche d'enseignements quant à la stabilité géologique de l'aimantation.

## 8.5. Interprétation des éléments du C.M.T. trouvés.

### 1. *Corrélation des unités stratigraphiques locales de polarité avec l'échelle de polarité*

Lorsque l'aimantation primaire a été isolée et que la position initiale des terrains est connue, on trouve des unités stratigraphiques locales de polarité qui pourront être comparées avec l'échelle chronostratigraphique de polarité magnétique.

Cette corrélation n'est ni immédiate ni univoque :

- le champ magnétique s'est inversé à de nombreuses reprises au cours du temps, et seules des données complémentaires indiqueront dans quelle partie de l'échelle il faut se situer.

- l'échelle de polarité est loin d'être complète et précise.

- la variabilité du taux de sédimentation et la non-continuité des dépôts nous donne une image déformée de la réalité.

- le risque subsiste toujours que l'aimantation primaire reste masquée par une composante secondaire qui n'a pas été éliminée.

Ces restrictions dont que le paléomagnétisme ne peut être utilisé comme méthode de datation, bien qu'il fournisse des surfaces isochrones.

### 2. *Etude de la variation séculaire*

On peut tenter d'utiliser la variation séculaire de la direction du C.M.T. en magnétostratigraphie, mais elle est mal connue, et a probablement un caractère local.

Les stations magnétiques nous renseignent sur le comportement de la variation séculaire, mais pour des périodes allant de six à cent ans au plus. (Ces variations ne seront pas enregistrées par une roche, pour peu que la sédimentation soit lente).

La variation séculaire de la direction géomagnétique couvre un large spectre de fréquences ; suivant le taux de sédimentation, ce seront des parties différentes de ce spectre qui domineront le signal enregistré.

La durée d'acquisition de la rémanence et par conséquent le taux d'adoucissement du signal dépendent également en partie de la vitesse de sédimentation.

De plus le choix de la taille de l'échantillon définira aussi un taux d'adoucissement du signal.

Bien que l'étude de la variation séculaire semble devoir se révéler fructueuse, nous ne pouvons, au stade actuel de nos connaissances, que tenter de l'utiliser pour résoudre des problèmes à l'échelle locale.

## 8.6. Mesure et traitement des échantillons

Les échantillons sont mis en repos dans la même position que celle qu'ils occupaient sur le terrain par rapport au Nord magnétique, pour que l'aimantation visqueuse, perturbée lors du prélèvement et du transport, puisse se rétablir.

L'ARN des échantillons est ensuite mesurée au moyen du "spinner" magnétomètre J.R.3. de haute sensibilité.

On mesure la tension induite dans une bobine de détection par la rotation (85 c/s) de l'échantillon. Une série de rotations permet la mesure de trois composantes orthogonales de l'aimantation, et ainsi le calcul de la direction et l'amplitude de l'ARN.

Les échantillons sont alors retournés autour de leur axe Est-Ouest, et replacés dans le champ magnétique terrestre pendant un mois environ, avant d'être mesurés une nouvelle fois.

Les différences entre ces deux mesures successives nous donnent une image de la viscosité acquise en un mois.

L'évolution de la direction et de l'intensité d'aimantation d'une série d'échantillons "pilotes" est suivie au cours de désaimantations progressives par champs alternatifs (qui s'opèrent en champ nul pour éviter l'apparition d'aimantation parasites).

Ce test permet souvent de distinguer plusieurs composantes et d'estimer leur stabilité. (Thellier, 1966).

On peut ainsi choisir un champ alternatif qui élimine au maximum les composantes secondaires. Il est appliqué à tous les échantillons du profil.

D'autres traitements peuvent encore être appliqués, comme des désaimantations thermiques progressives ou des désaimantations chimiques. L'analyse de la viscosité se poursuivra pour les échantillons pilotes, dont on suivra régulièrement l'évolution pendant plusieurs mois. On testera finalement la stabilité de la viscosité apparue.

## 8.7. Etude paléomagnétique de la coupe de Herzele.

### 1. *Aimantation rémanente naturelle (ARN).*

Deux profils continus ont été prélevés dans la coupe de Herzele, de manière à traverser la majorité des niveaux présents.

Le premier profil, HZA4, à 68,6 m, comporte 256 échantillons et le second, HZA3, à 170 m, en comporte 108.

L'ARN de HZA3 (fig. 26) présente une importante dispersion des directions, sans montrer de variations significatives.

L'intensité de l'aimantation est maximum dans les terrains supérieurs puis diminue rapidement et reste assez constante.

Dans HZA4, (fig. 28) au dessus de la tourbe, les directions sont fortement dispersées, particulièrement dans le niveau 5 (a et b) des variations en déclinaison

apparaissent. L'intensité, qui ne marque de maximum dans la partie supérieure, reste très faible jusqu'à l'argile grise 7.

Par contre, à partir de la tourbe, la dispersion devient faible, la déclinaison nettement à l'Est varie peu et l'intensité est nettement plus forte.

L'augmentation progressive de l'aimantation moyenne de 9 c à 9 a correspond à un passage de faciès sableux à des faciès argilo-sableux (N. Cunat, *supra*).

L'homogénéité des directions de l'aimantation dans les sables glauconieux 9 ainsi que l'intensité nettement

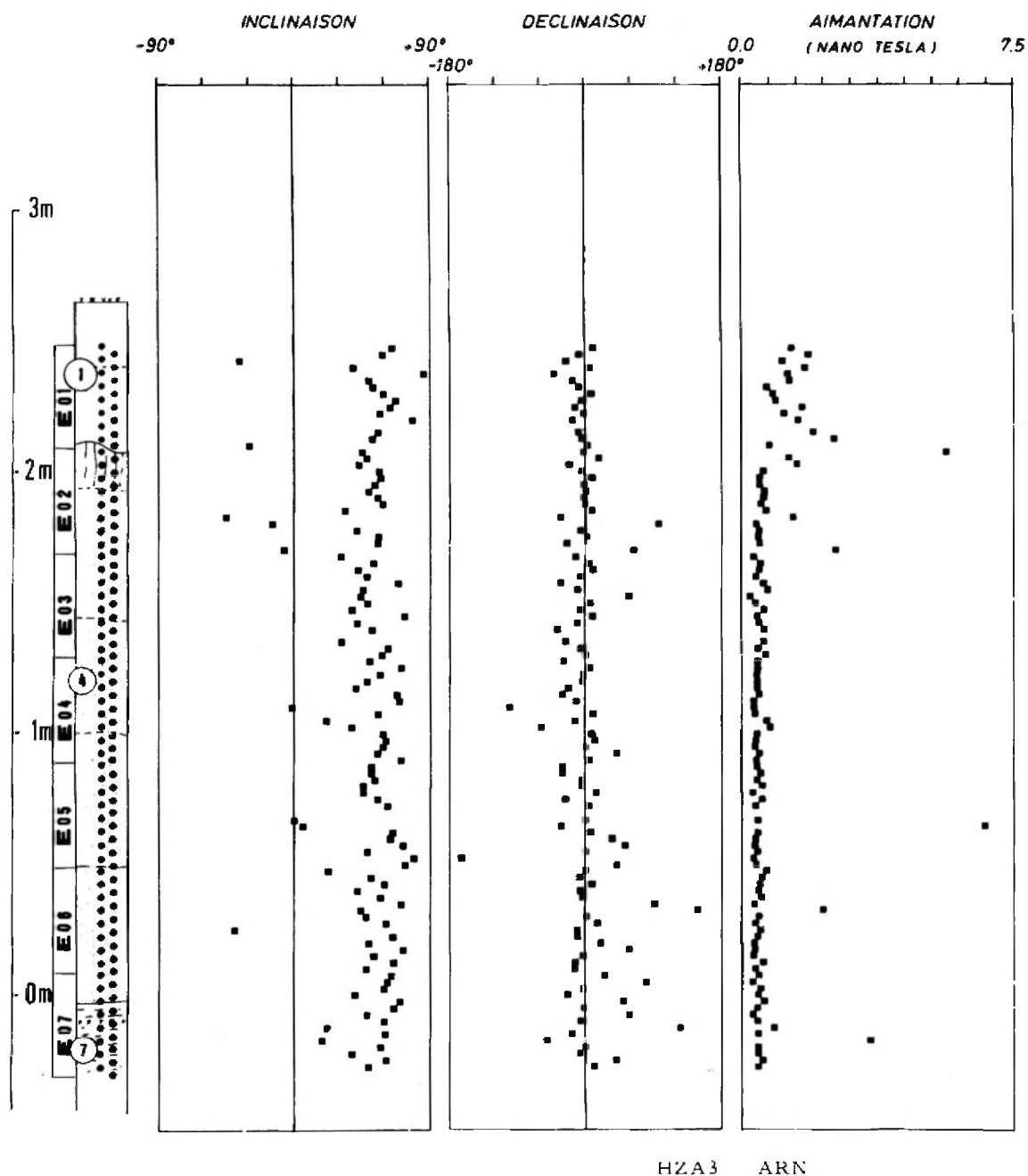
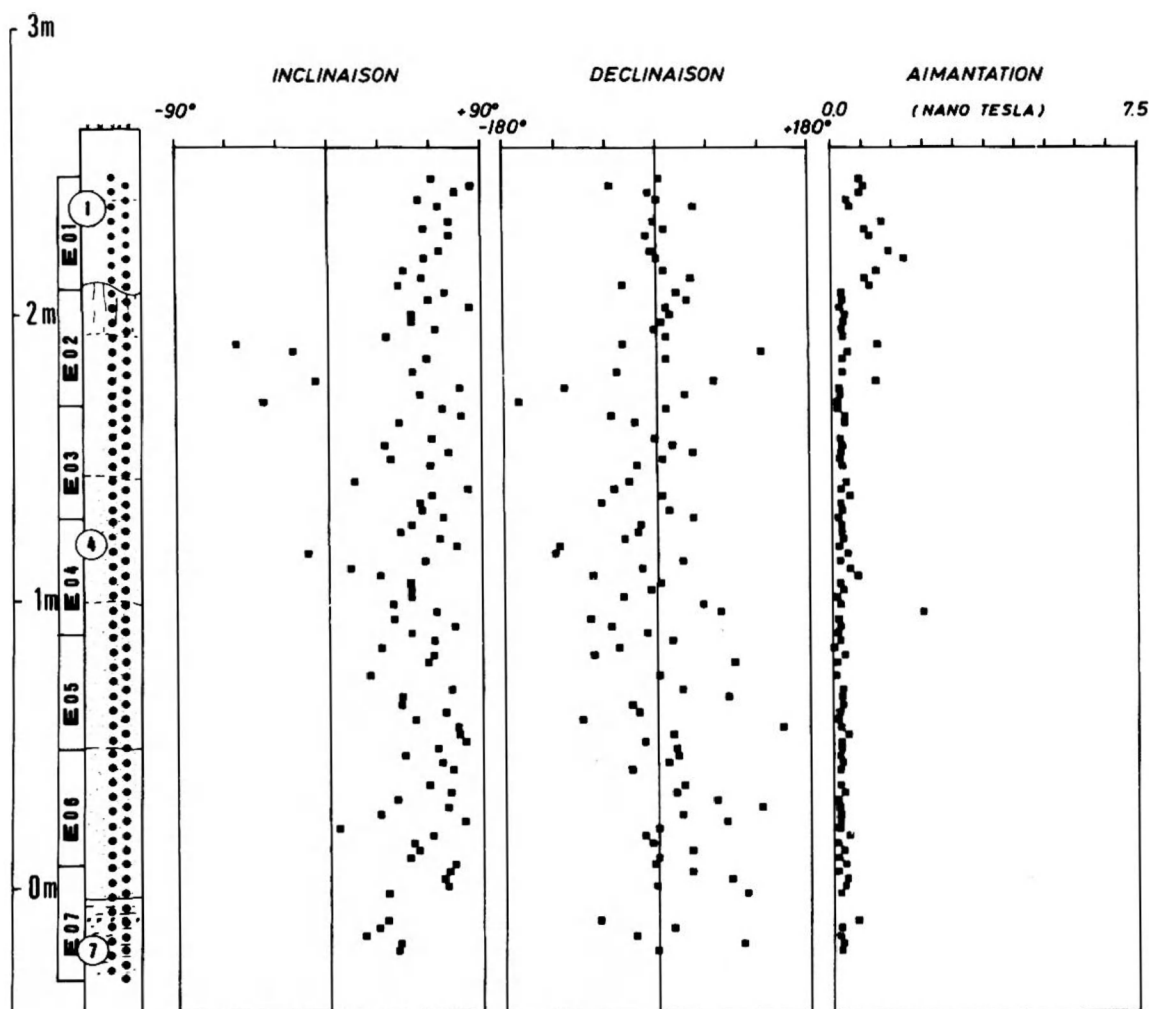


Fig. 26. —



HZA3  
après traitement à 225 Oe

Fig. 27.-

plus grande indique une seule phase, comme le montre également les autres études (R. Paepe et J. Sommé, E. Juvigné, N. Cunat, *supra*).

L'alternance des lits à l'intérieur des couches 9a et b se reflète dans l'intensité de l'ARN.

Notons également la faible aimantation au milieu des sables entrecroisés 9c.

L'analyse de l'ARN montre donc un comportement nettement distinct entre la couverture (1,2), les niveaux de 5 à 7 et les sables inférieurs (9).

Vingt et un échantillons pilotes ont subi les tests de stabilité par champs alternatifs. La décroissance de l'amplitude de l'aimantation de quelques uns de ces échantillons en fonction de champs magnétiques alternatifs croissants est illustrée par la figure 30. La figure 31 présente les variations de direction. Pour chaque étape de la désaimantation, un point représente la projection orthogonale de l'extrémité du vecteur aimantation sur le plan choisi.

La présence d'au moins deux aimantations dans les niveaux supérieurs a été mise en évidence (courbes A et B, fig. 31). L'une de ces aimantations est instable ; elle est probablement d'origine visqueuse. Les niveaux avec des directions d'aimantation très dispersées sont les moins stables. Le champ alternatif nécessaire pour réduire de moitié l'aimantation initiale varie de 150 à 500 Oe.

De grandes variations en direction apparaissent pour des champs alternatifs inférieurs à 150 Oe.

Pour être certain d'éliminer au maximum la composante instable, tous les échantillons ont été traités à 225 Oe (l'aimantation rémanente résiduelle après traitement est appelée ici A.R.R.A.C.).

On note alors une légère augmentation de la dispersion dans les niveaux supérieurs de HZA4, (fig. 29), tandis que les directions des terrains inférieurs ne changent pas.

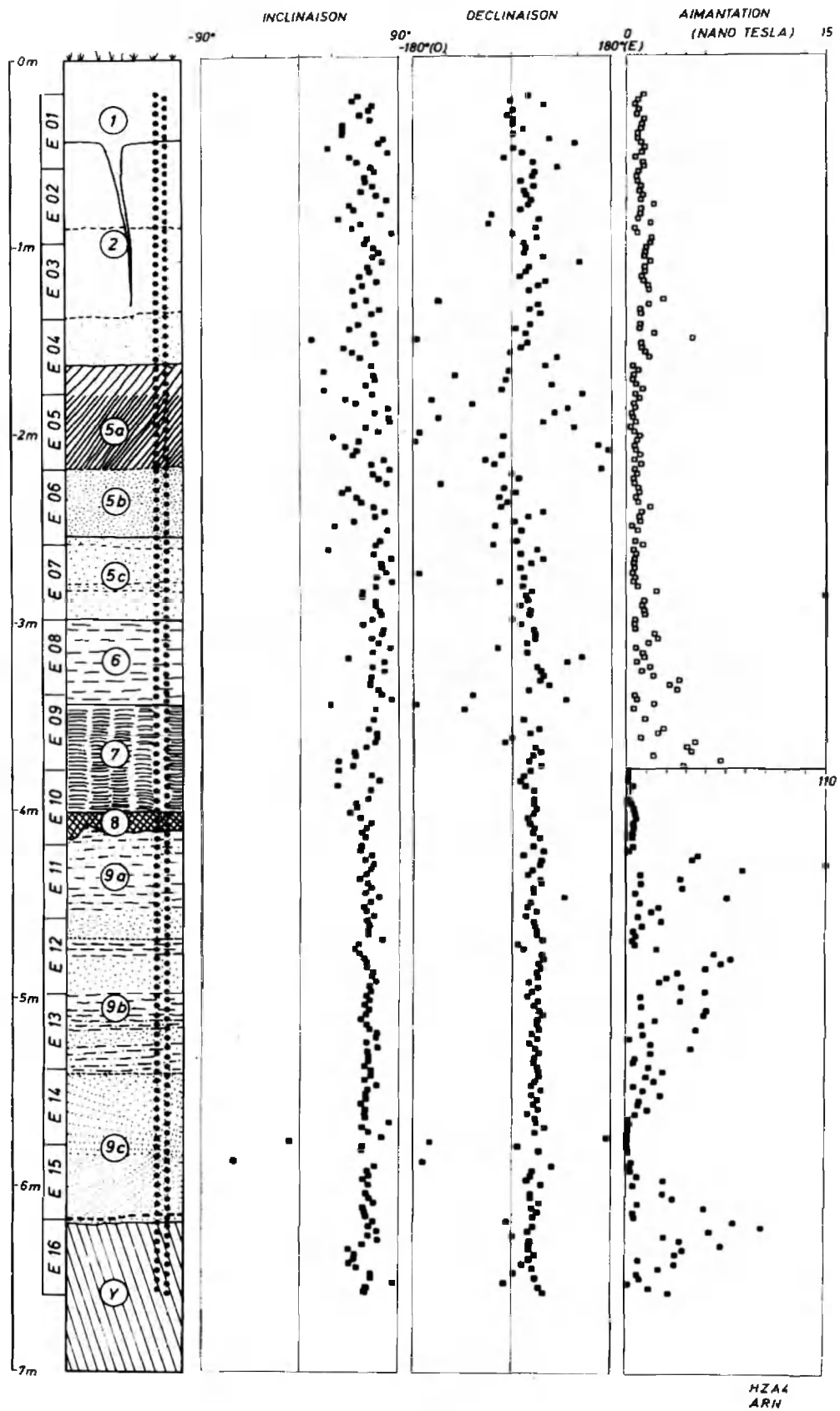
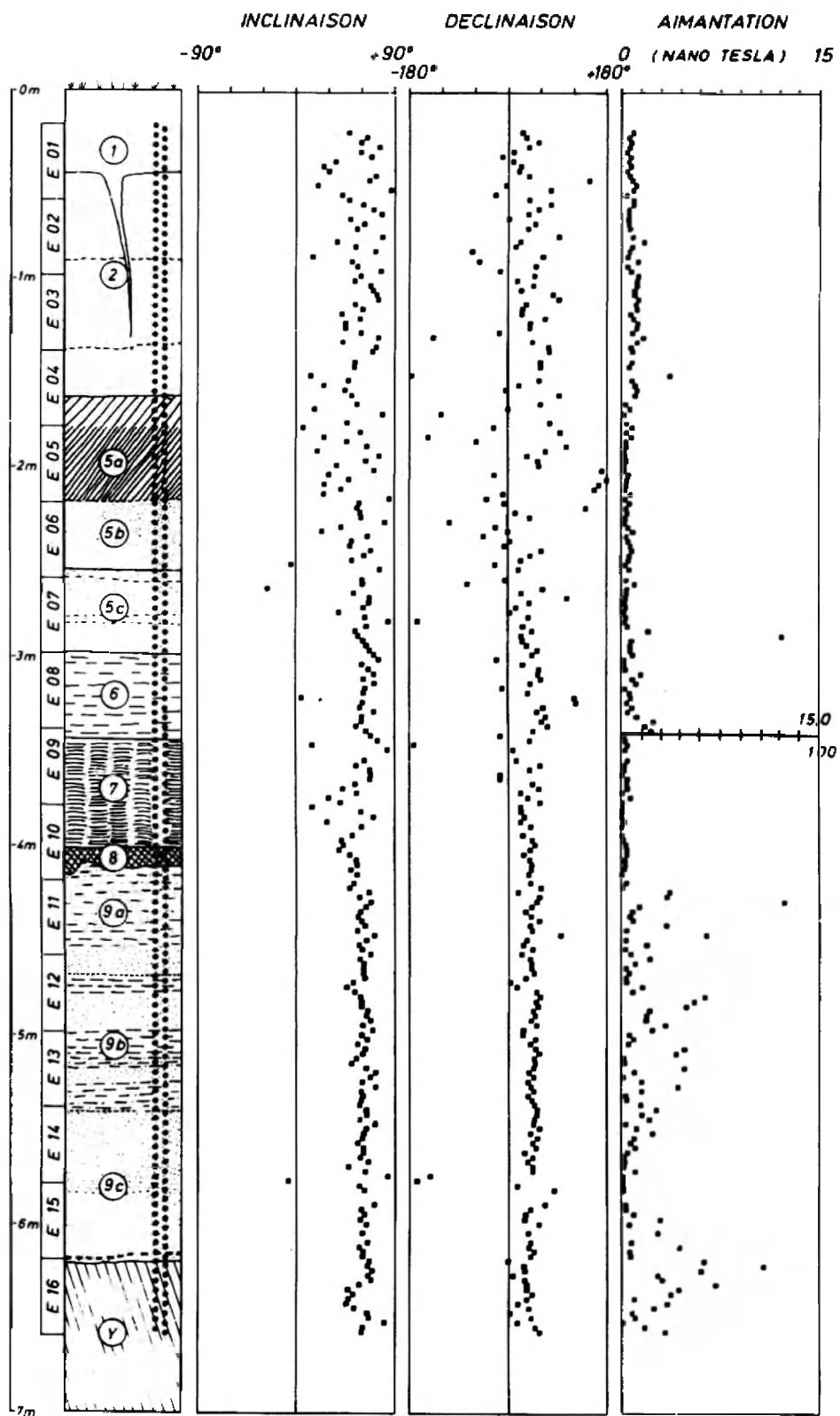


Fig. 28. -



HZA4  
après traitement à 225 0e

Fig. 29. —

Par contre, dans HZA3, (fig. 27), l'augmentation de la dispersion est très marquée.

Il est vraisemblable que des traitements thermiques auraient mieux convenu dans le cas de Herzelee. Les premiers essais sont en cours. Dans HZA4, en se basant sur les variations de l'ARN, on peut distinguer 3 phases au-dessus de l'Yprésien.

La phase I (9a – 9c) fortement aimantée avec des directions cohérentes, la phase II (5 à 7) avec des directions très dispersées et faiblement aimantées, et finalement la couverture (1,2).

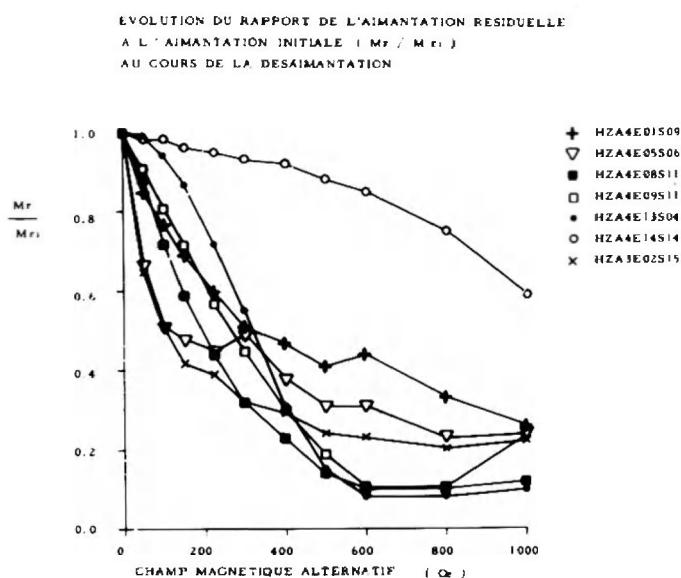


Fig. 30. –

Dans HZA3, la forte dispersion, la faible intensité de l'ARN ainsi que la faible susceptibilité du niveau 4 sont vraisemblablement dues à une faible concentration en minéraux magnétiques, ainsi qu'à l'absence de minéraux fins porteurs d'une aimantation stable (sable très bien classé, voir N. Cunat fig. 6, courbe 175 : 13/16/17/18/19).

## 2. Aimantation rémanente visqueuse (ARV)

Les échantillons "nettoyés" dans un champ alternatif de 225 Oe ont été réorientés dans le CMT comme ils étaient "in situ", et remesurés après 15 mois. La différence entre cette mesure ( $ARRAC_2$ ) et la mesure après nettoyage ( $ARRAC$ ) représente l'ARV acquise en 15 mois. La figure 32c donne le rapport de l'ARV acquise en 1 mois à l'aimantation nettoyée, pour un échantillon sur trois de HZA4.

La couverture et les deux phases marines se distinguent nettement ; la phase II présente un taux de viscosité magnétique important.

Si l'on compare ces résultats à la variation du rap-

port  $\frac{|\overrightarrow{ARN} - \overrightarrow{ARRAC}|}{|\overrightarrow{ARRAC}|}$  fig 32b ; rapport entre l'aiman-

tation supprimée par désaimantation AC et aimantation restant après ce traitement,) on peut conclure qu'une grande partie de l'aimantation supprimée était d'origine visqueuse.

## 3. Susceptibilité volumique (k)

L'ARN (fig. 26, 28, 32a) dépend de plusieurs facteurs :

- de la composition minéralogique, c'est-à-dire de la nature et de la concentration des grains ferromagnétiques.

- du diamètre des grains ferromagnétiques.

- du type et du mécanisme d'aimantation

- du degré d'alignement (effectiveness of alignment) des minéraux selon le CMT lorsque la rémanence est d'origine détritique, et donc de l'intensité du champ ancien.

Il est indispensable pour retrouver le taux d'alignement de normer les variations de l'ARN pour les autres facteurs dont elle dépend. Un paramètre souvent utilisé dans ce but est la susceptibilité (rapport de l'aimantation induite par un champ à ce champ). La susceptibilité dépend :

- de la nature et de la concentration des grains magnétiques.

- du diamètre des grains magnétiques.

La susceptibilité d'un échantillon sur 3 a été mesurée à l'aide d'un pont de haute précision (KAPPA BRIDGE KLY-1) dans un champ alternatif dont l'amplitude est de l'ordre de grandeur du CMT.

Dans le profil HZA4 (fig. 32d), la susceptibilité augmente du haut vers le bas. La couverture, la phase I et la phase II se différencient aisément.

La susceptibilité de la phase II est supérieure à celle de la couverture, tendance opposée à la variation de l'ARN, alors que la susceptibilité de la phase I est nettement supérieure à celle de la phase II, tendance semblable à celle de l'ARN, mais dans des proportions moindres (approximativement de 2 à 1 au lieu de 15 à 1).

$\frac{ARRAC}{k}$

Le rapport — (fig. 32e) diminue l'effet des va-

riations des propriétés magnétiques, et reflète mieux le degré d'alignement et éventuellement les variations du CMT ancien mais il s'avère impossible d'éliminer complètement des variations de l'ARN les changements des propriétés magnétiques, (capacité d'aimantation, susceptibilité magnétique), tout simplement parce que la variation de certains paramètres (le diamètre des

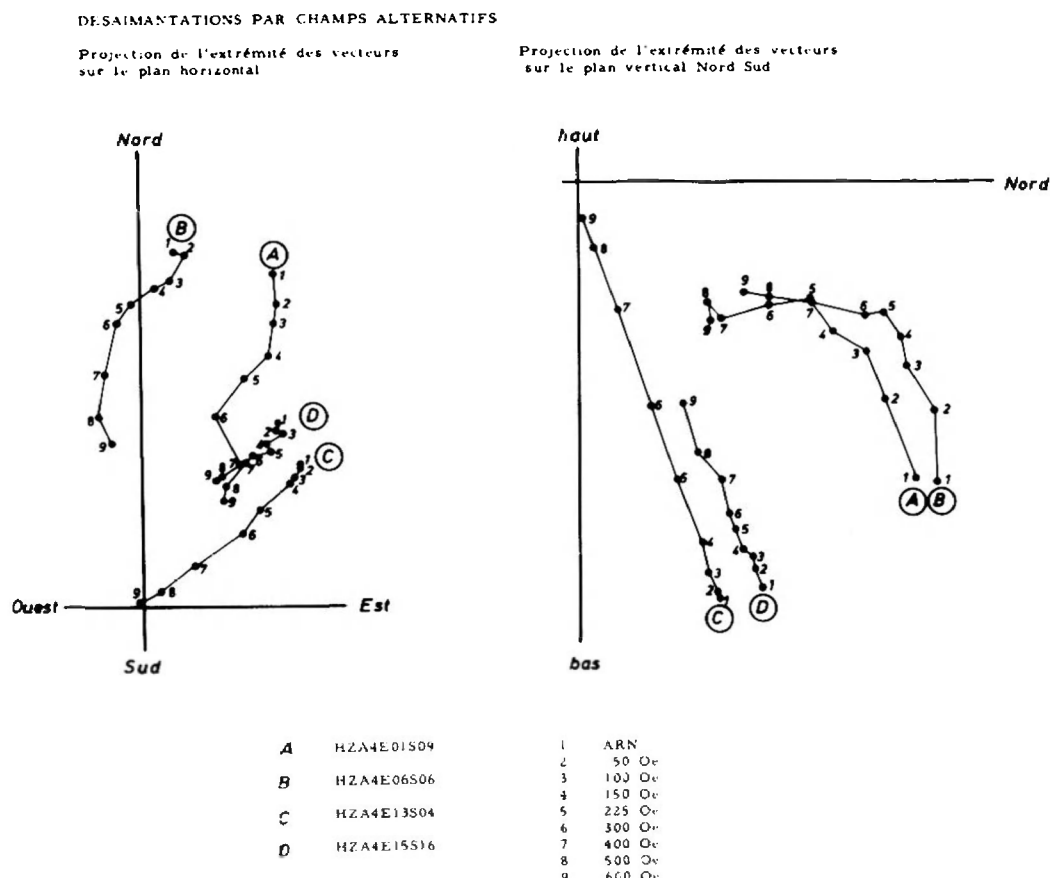


Fig. 31. —

grains par exemple) influence différemment les propriétés magnétiques.

Ainsi la susceptibilité des grains fins est généralement faible alors que la rémanence des grains fins est plus intense et stable que celle des gros grains.

Il faut tenir également compte de la présence éventuelle de grains très fins superparamagnétiques, et de grains mono ou multidomaines dans un état désaimanté. Ces grains ne portent pas de rémanence, mais contribuent à la susceptibilité.

Il est préférable de normer l'ARN avec une aimantation artificielle ayant les mêmes propriétés que l'ARN.

#### 4. Aimantation rémanente anhystérétique (A.R.A.)

Après avoir désaimanté un échantillon sur trois dans un champ alternatif de 1 000 Oe, nous avons donné à ces échantillons une aimantation rémanente artificielle en appliquant un champ continu de 0,4 Oe (de l'ordre du CMT) superposé à un champ alternatif de 1 000 Oe agissant dans la même direction. Cette aimantation appelée aimantation rémanente anhystérétique a été désaimantée partiellement dans un champ alternatif égal à

ARRAC

225 Oe. Le rapport  $\frac{\text{ARRAC}}{\text{ARA}}$  (fig. 32f) différencie également les trois phases.

La différence entre les phases I et II est due à la dispersion des directions dans la phase II.

#### 8.8. Conclusions

— Dans HZA4, le comportement magnétique et plus particulièrement les variations de l'ARN et de la susceptibilité qui reflètent les variations lithologiques et stratigraphiques, permet de distinguer 3 phases au-dessus de l'Yprésien, ce qui concorde avec les résultats d'autres études (R. Paepe et J. Sommé, E. Juvigné, N. Cunat, supra).

— La différence d'intensité entre les phases I et II est en grande partie due à la nature et à la dimension des grains magnétiques, (environ facteur 5), tandis que la dispersion de l'aimantation intervient pour un facteur deux.

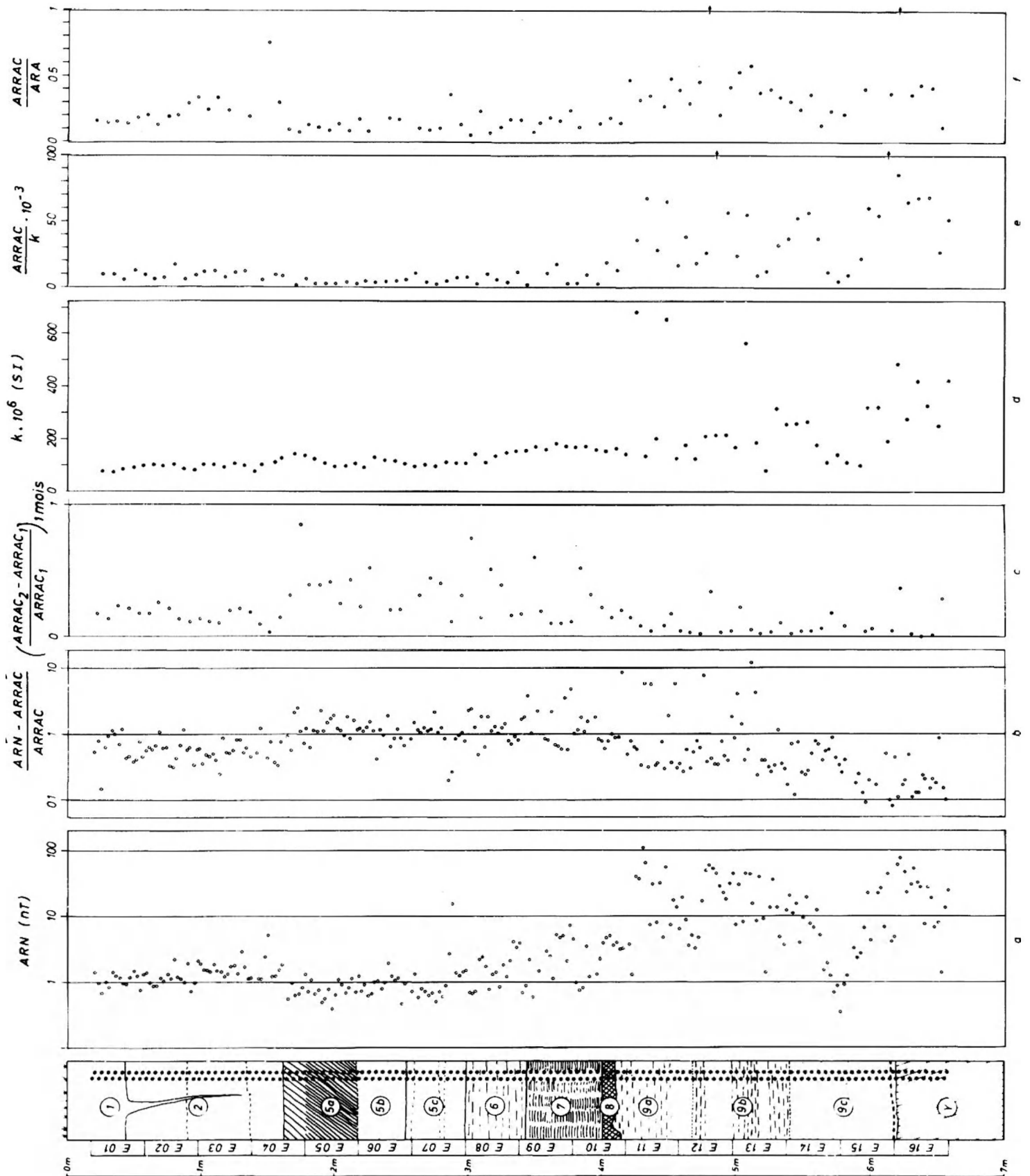


Fig. 32. -

— La grande dispersion observée dans la phase II, particulièrement importante dans les niveaux argileux, est très probablement due à la viscosité des grains très fins qui influence fortement les mesures.

— Le niveau 4, dans HZA3, se distingue des phases I et II de HZA4 par sa très faible intensité d'ARN et sa

faible susceptibilité.

— Comme les désaimantations ne font pas apparaître de composante inverse, et que la dispersion dans les niveaux de 4 à 7 peut s'expliquer par la présence d'une aimantation visqueuse instable, l'aimantation a vraisemblablement été acquise dans un champ normal.

## 9. L'EXTENSION DE LA FORMATION D'HERZEELE EN BELGIQUE (C. Baeteman)

### 9.1. Introduction

Depuis que la Formation d'Herzele a été définie et que la Briqueterie d'Herzele a été proposée comme stratotype des dépôts similaires, l'extension exacte de ces dépôts pose toujours un problème. Dans la recherche de cette extension, l'attention est surtout attirée sur les couches à *Cardium* et la tourbe, ces unités ayant été reconnues auparavant par différents auteurs (A. Rutot, R. Tavernier et J. de Heinzelin, R. Vanhoorne) sur le Plateau d'Izenberge, dans le Golfe de l'Yzer et dans la région qui s'étend au S de l'Yzer sur le territoire belge.

Dans la formation d'Herzele les dépôts marins coquilliers supérieurs ont été corrélés avec les sables à *Cardium* d'Izenberge et la tourbe forestière avec la tourbe de Lo. Pour reconnaître la continuité de ces deux unités, un levé graphique a été établi entre la localité de Herzele et celles d'Izenberge, Lo et Roesbrugge. (fig. 33).

### 9.2. Géomorphologie

Les deux localités, Izenberge et Lo, sont situées dans deux régions tout à fait différentes, respectivement dans la région Pléistocène et dans la plaine maritime, caractérisée par les sédiments holocènes qui recouvrent les sédiments pléistocènes.

La région pléistocène est divisée en deux parties par l'Yzer qui a une direction SW-NE. La partie au nord de l'Yzer est connue sous le nom de Plateau d'Izenberge dont l'altitude varie de 5 m jusque 20 m OP. La partie la plus haute se situe à l'W du plateau. Le plateau est caractérisé au Sud par une bordure escarpée qui domine la vallée de l'Yzer.

Par contre la région pléistocène au S de l'Yzer est très plate et relativement basse avec une altitude de l'ordre de 6 m.

Ces deux régions ne diffèrent pas seulement par leur morphologie, mais aussi par l'épaisseur et l'altitude de la base des sédiments quaternaires. Sur le plateau d'Izenberge les sédiments quaternaires n'atteignent qu'une épaisseur qui varie entre 1,50 m et 4 m et le som-

met du substrat (formé par l'argile yprésienne), qui se tient à une altitude variant de + 4 m à + 10 m coïncide totalement avec le relief actuel. Par contre, dans la région au S de l'Yzer, les sédiments quaternaires atteignent et même dépassent 6 m d'épaisseur. Le sommet du substrat se situe aux environs de 0 m et parfois plus bas. L'étude de l'extension de la Formation d'Herzele a été réalisée surtout dans les deux régions pléistocènes différentes situées au N et au S de l'Yzer.

### 9.3. Cartographie

Comme unités cartographiques bien reconnaissables, le "Izenberge Crag", la tourbe de Lo" et les sables glauconieux ont été vérifiés.

#### 1. Izenberge Crag.

L'attention a été attirée plusieurs fois dans cette région sur le problème des sédiments marins caractérisés spécialement par des *Cardium edule*

En 1897 A. Rutot notait dans "Les origines du Quaternaire de la Belgique" que le Plateau d'Izenberge était couvert par des sédiments du Flandrien (\*) qui contenait des *Cardium*, (apparaissant) à toutes les altitudes à des profondeurs différents. Cependant A. Rutot corrélait les sédiments marins du plateau d'Izenberge avec les sédiments marins à *Cardium* appartenant à la plaine maritime.

En 1962 le problème a été repris par R. Tavernier et J. de Heinzelin dans "De Cardium-lagen van West-Vlaanderen". Les auteurs ont surtout attiré l'attention sur la corrélation fautive de A. Rutot en comparant le "Flandrien" du Plateau d'Izenberge avec les sédiments marins holocènes de la plaine maritime, R. Tavernier et J. de Heinzelin concluaient que les couches à *Cardium edule* étaient des reliques d'une transgression marine

(\*) Le sens du Flandrien employé par A. Rutot : "dépôt d'origine en grande partie marine, probablement fluviale ou fluvio-marine". A. Rutot regroupait les sédiments marins (avec *Corbicula fluminalis* Muller, Eemien) avec la partie inférieure du sable marin supérieur d'âge moderne (Calais, Membre, Holocène).

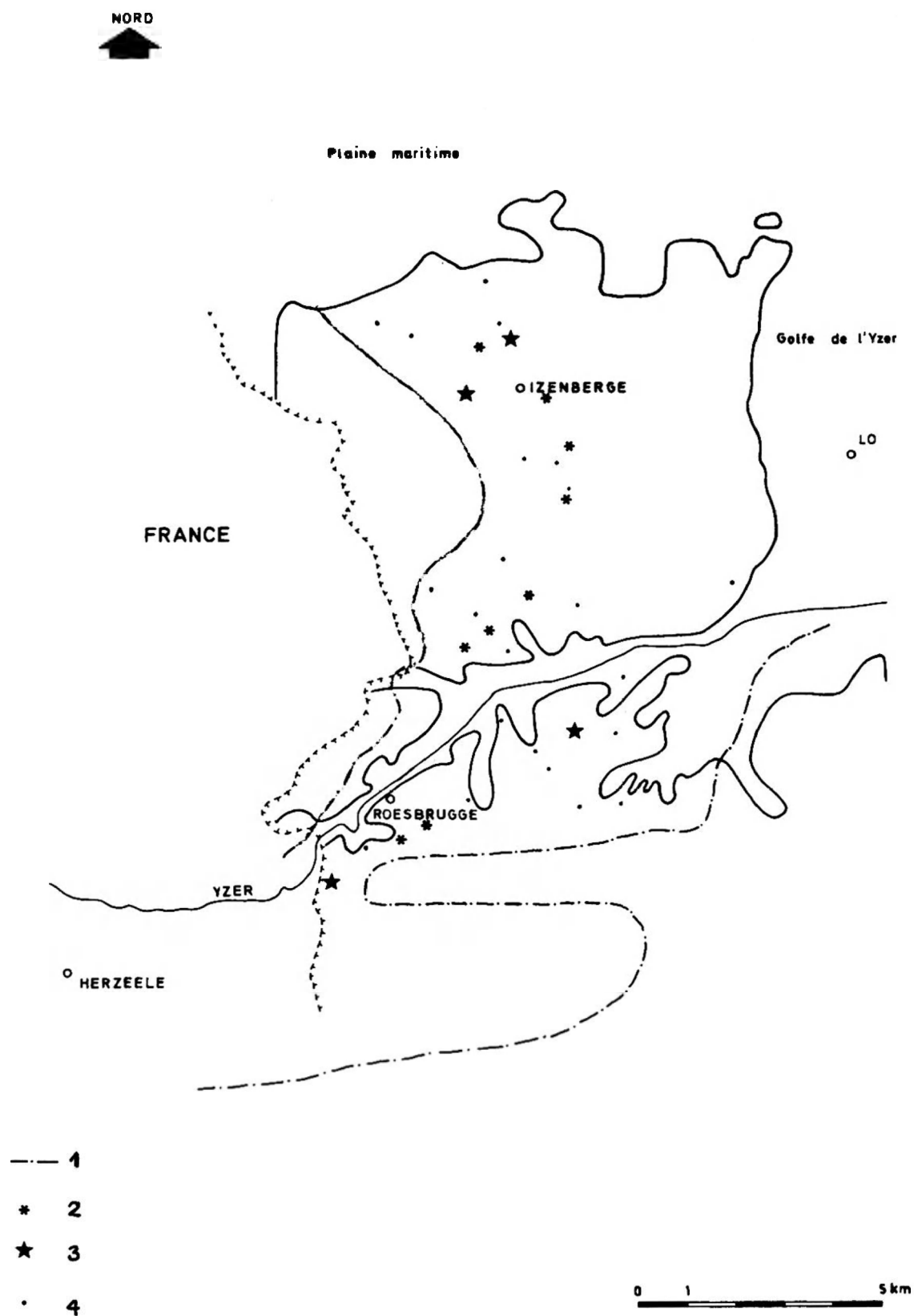


Fig. 33. — *Extension de la Formation d'Herzelee en Belgique.*

1. Extension possible de la Formation d'Herzelee.
2. Sondages de R. Tavernier et J. de Heinzelin.
3. Sondages avec *C. edule*.
4. Sondages avec autres coquilles.

pléistocène. L'interprétation la plus probable était alors de les rapporter à l'Interglaciaire Holsteinien.

Cependant, peu d'attention était consacrée à la distribution des couches à *Cardium*, de même qu'aux niveaux où on les trouvait. Cette différence en altitude (10 m) a été expliquée par un "mouvement transgressif du niveau de la mer". Seulement dix sondages et deux profils ont été décrits pour toute la région. L'attention n'a pas été attirée sur d'autres sondages ou profils éventuels sans coquilles, de même que n'a pas été faite la distinction entre les régions situées au N et S de l'Yzer.

Toute la région a été étudiée au moyen de sondages non remaniés. Sur les 97 sondages qui couvrent toute la région, il y en a simplement 8 qui contiennent des *Cardium edule* ou des fragments. Par contre beaucoup de sondages ont montré la présence de coquilles d'eau douce.

Si on considère la localisation des *Cardium edule* ils sont remarquablement bien situés dans deux régions. La première se trouve au N d'Izenberge et la seconde au bord de la vallée de l'Yzer et de ses quelques petits affluents. Si par contre on considère toutes les coquilles et les fragments, une zone bien déterminée se manifeste. Presque toutes les coquilles apparaissent dans une zone étroite avec une direction N – S et dans une zone au SW de Roesbrugge. Les sondages qui ont été mentionnés par R. Tavernier et J. de Heinzelin sont exactement situés dans les mêmes zones.

L'altitude à laquelle les coquilles ont été trouvées pose encore un plus grand problème car elle varie de + 13 m OP à -1 m OP. Sur le Plateau d'Izenberge l'altitude varie de + 3 m à + 13 m. (Les *Cardium edule* mêmes sont situés ici exactement à 3,80 m et 3,20 m).

Les différentes altitudes auxquelles les coquilles ont été trouvées montrent une grande irrégularité ; leur répartition est très aléatoire.

Ce serait même difficile de distinguer des zones caractérisées par des altitudes bien déterminées, excepté pour la région juste près de la rivière. Même du point de vue lithologique, les sédiments dans lesquels les coquilles ont été trouvées ne sont pas comparables. Il faut aussi noter que sur le Plateau d'Izenberge les *Cardium edule* ont été trouvés la plupart du temps sous forme de fragments et non à l'état de bivalves.

A partir de ces quelques informations encore préliminaires on peut déjà citer certaines conclusions importantes concernant la signification stratigraphique des "Cardium-lagen" ou des sables d'Izenberge.

Il est difficile d'expliquer la grande différence en altitude des gisements coquilliers par une seule transgression marine, même si on prend en considération le mouvement eustatique, comme R. Tavernier et J. de Heinzelin l'envisagent. Même dans le cas d'une transgression il faudrait trouver des environnements sédi-

mentaires identiques à des altitudes différentes correspondant aux conditions de vie des *Cardium*.

L'existence des mollusques marins sous forme de fragments, la présence de beaucoup de coquilles d'eau douce dans leurs environs immédiats et leur localisation près de la rivière Yzer et de ses affluents, nous font supposer que les *Cardium edule* ont été remaniés sous des conditions fluviales, et probablement à plusieurs reprises.

Ces données nous font conclure que la présence des *Cardium edule* ne permet pas nécessairement de les rattacher aux couches à *Cardium* ou aux sables d'Izenberge (si ces derniers existent vraiment *in situ* sur le Plateau d'Izenberge), tels qu'ils ont été reconnus à Herzelee.

On pourrait alors conclure que sur le Plateau d'Izenberge et la région située au sud de l'Yzer les *Cardium edule* n'ont pas de signification stratigraphique, en tout cas pas dans le sens utilisé jusqu'à présent.

## 2. La tourbe de Lo.

La tourbe forestière de la Formation d'Herzelee, qui a été corrélée avec la tourbe de Lo, a été trouvée très rarement dans la région étudiée.

Sur le Plateau d'Izenberge la couche tourbeuse (non identifiée toutefois) a été trouvée seulement en un seul endroit. Par contre au Sud de l'Yzer la tourbe a été trouvée à quelques endroits et, dans un sondage, la tourbe (à une profondeur de + 4,30 m jusqu'à 3,10 m OP) a été identifiée comme datant de l'Holsteinien (J. Ponniah, 1977).

La partie inférieure de la couche tourbeuse montrait beaucoup de coquilles d'eau douce. Tout près de cette localisation un autre sondage a montré l'argile organique (à une profondeur de + 4,00 m jusqu'à 3,40 m OP) mais la présence des pollen étant trop faible, aucune conclusion n'a pu être tirée.

3. Les sables glauconieux n'ont été trouvées que très rarement et uniquement dans les alentours immédiats de Herzelee.

## 9.4. Conclusion

Les unités cartographiables qui ont été employées pour retracer l'extension de la Formation d'Herzelee n'ont pas fourni de résultats très satisfaisants. En effet sur le Plateau d'Izenberge les indications de la présence de la Formation ne sont pas très convaincantes. Au Sud de l'Yzer, par contre, l'existence d'une tourbe d'âge Holsteinien donne des indications en faveur de la présence de la Formation. Une limite assez nette peut être tracée pour l'extension méridionale de la Formation. D'une part, on a un contact net au SE avec la région

où le Tertiaire (Yprésien, faciès sableux) n'est couvert que par une faible couche de sédiments quaternaires. D'autre part, au Sud, la limite est formée par l'apparition des limons continentaux (d'âge Weichselien et Saalien).

On pourrait conclure que la région peu élevée au S de l'Yzer est caractérisée par l'existence de la Formation d'Herzele (? ou au moins d'une partie de la Formation). Au nord, on aurait plutôt tendance à tracer la limite de la Formation au niveau de la vallée de l'Yzer.

## 10 — CONCLUSIONS : CHRONOSTRATIGRAPHIE ET SIGNIFICATION PALEO- GRAPHIQUE DE LA FORMATION D'HERZEELE. (R. Paepe et J. Sommé).

Trois séries de conclusions peuvent être dégagées à partir des données actuellement acquises par l'étude des formations de la Briqueterie d'Herzele.

### 10.1. Conditions de sédimentation.

Une première série de conclusions concerne les conditions précises de la mise en place des dépôts, de la succession des phases sédimentaires et de l'évolution du site.

La distinction de trois unités lithostratigraphiques dans la Formation d'Herzele se trouve confirmée par l'ensemble des données, en particulier par les résultats des analyses sédimentologiques et minéralogiques. Ces trois phases correspondent à une sédimentation marine ou saumâtre, à proximité immédiate du littoral.

Si le faciès côtier est évident pour les sables coquilliers (4), c'est également le cas pour la série moyenne limono-argileuse où l'influence marine apparaît dès la base de la couche 7 pour se confirmer ensuite avec des fluctuations secondaires comme le montrent, outre la présence de quelques rares mollusques mal identifiables, les données paléobotaniques et géochimiques, ce qui corrobore les conclusions de l'analyse minéralogique des argiles.

Les similitudes de faciès jointes à l'évidence de l'apparition d'une même source pour le contenu minéralogique tendent à faire admettre des conditions paléogéographiques semblables lors des deux dernières phases sédimentaires. Cela se marque encore par l'analogie entre les couches 5 et 3 qui surmontent chacune des séries et qui, sans être identiques comme le montre une certaine différence dans les données analytiques, indiquent l'influence d'un milieu moins salin succédant à une sédimentation plus typiquement marine dans des conditions d'environnement morphologique restées semblables.

Le fait important est surtout qu'une régression marine soit attestée au sommet de la Formation d'Herzele ce qui correspond aussi à un changement caractéristique de la palynoflore, interprété comme le passage du stade mésocratique au stade téléocratique d'un Interglaciaire. Les sables à *Cardium* de la Formation d'Herzele

correspondent bien dans la localité-type au maximum de la transgression représentée par cette phase marine.

Cependant si les trois unités marines sont bien identifiables, la série inférieure, sous-jacente à la tourbe d'eau douce (8), est nettement distincte comme l'indique l'ensemble des données, y compris celles de l'étude paléomagnétique. La nature des minéraux lourds individualise aussi nettement cette unité de faciès plus énergétique dont le matériel atteste le remaniement des formations tertiaires. Cette phase marine dont l'extension déborde celle des suivantes, pour atteindre cependant une altitude actuelle sensiblement identique, marque donc pour la première fois dans cette région l'apparition de conditions marines littorales au Quaternaire, ce qui confère à la limite inférieure de la Formation d'Herzele sa valeur stratigraphique. Cela incite également à envisager plus largement une bipartition de la Formation sous l'angle des conditions morphosédimentaires et paléogéographiques. Cette conclusion rend aussi compte de la présence de paléosols développés latéralement dans la coupe sous le niveau de la tourbe principale 8.

### 10.2. Chronostratigraphie.

Comme il est prouvé par l'analyse paléobotanique, cette sédimentation marine littorale correspond à des conditions interglaciaire.

Pour la phase marine supérieure un âge interglaciaire eemien est exclu aussi bien en raison du contenu pollinique que de la composition faunistique (abondance de *Macoma balthica*, absence de *Tapes senescens var. eemiensis*), de la présence de paléosols de rang interglaciaire dans la couverture éolienne et de la position géomorphologique. En effet la transgression eemienne ne dépasse guère la cote 0 dans la plaine maritime belge orientale (R. Paepe, 1971).

L'attribution à l'Interglaciaire holsteinien des phases supérieure et moyenne repose essentiellement sur les corrélations établies à partir de l'analyse paléobotanique, en l'absence d'autres critères chronologiques et de conclusions définitives de l'étude paléomagnétique. L'âge holsteinien de la série supérieure qui se place dans la seconde partie d'un interglaciaire confirme l'in-

interprétation chronostratigraphique des "Sables d'Izenberge" (R. Paepe et J. Sommé, 1975) qui semble donc devoir être maintenue, du moins pour les gisements coquilliers occupant une position géomorphologique comparable à celle d'Herzele.

La série marine moyenne avait été antérieurement attribuée à un Interglaciaire du "Complexe cromérien" (R. Paepe et J. Sommé, 1975 ; R. Paepe et R. Vanhoorne, 1976). Son contenu pollinique plaide pour la considérer aussi comme d'âge holsteinien (R. Vanhoorne, cf. supra). Cette interprétation implique alors l'existence de deux phases transgressives distinctes dans cet Interglaciaire. Il semble prématuré de conclure s'il s'agit d'un fait local ou d'un phénomène plus général. Toutefois il faut signaler la reconnaissance par certains auteurs de deux phases marines transgressives dans l'Holsteinien du Nord de l'Allemagne (K. Erd, 1970).

Par contre la série marine inférieure ne peut correspondre qu'à la transgression d'un Interglaciaire antérieur. En l'absence de critère chronostratigraphique précis fourni par le dépôt, l'âge ne peut être fixé que d'une manière relative. Dans la coupe, si l'existence d'un hiatus ne doit pas être exclue, son importance paraît cependant réduite. On peut donc admettre que la série marine inférieure d'Herzele date de l'un des derniers Interglaciaires du "Complexe Cromérien" (au sens de W.H. Zagwijn), Interglaciaire IV ou Interglaciaire III, soit respectivement le Cromérien *sensu stricto* ou le Pastonien, si cette corrélation avec les formations de l'East Anglia se trouve confirmée (W.H. Zagwijn, 1975).

### 10.3. Signification paléogéographique

Dès à présent, la Formation d'Herzele prend une signification paléogéographique décisive pour la reconstitution de l'évolution pléistocène du bassin de la Mer du Nord méridionale. Elle prouve qu'au Pléistocène moyen ce bassin marin était déjà formé, avec une extension plus importante qu'au Pléistocène récent et à l'Holocène. La transgression qui est connue à partir du Pastonien en East Anglia (R.G. West et P.E.P. Norton, 1974) et à la fin du "Complexe Cromérien" au Pays-Bas (W.H. Zagwijn, 1974, 1975) aurait donc concerné un plus vaste domaine. Cette conclusion paléogéographique est confirmée par la présence d'éléments de faune "icénienne" à Loon-Plage dans les formations profondes (-20 m) de la Plaine maritime française sous le colmatage holocène (J. Sommé, 1977 ; R. Vanhoorne, J. Sommé, J. Leplat. inédit).

Il est donc proposé de voir dans la Formation d'Herzele la preuve stratigraphique de l'extension marine maximum qui caractérise la 2e partie du Pléistocène moyen dans le bassin de la Mer du Nord et à ce titre cette Formation a valeur de stratotype.

Il faut aussi admettre que le détroit marin du Pas-de-Calais était réalisé lors des maximum transgressifs du Pléistocène moyen (R. Paepe et J. Sommé, 1975). En effet la côte actuelle du Calais et du Boulonnais est jalonnée par des dépôts littoraux attribuables à cette période, dont l'altitude est d'ailleurs comparable à celle de la Formation d'Herzele (fig. 1D).

La falaise fossile de Sangatte souvent considérée comme datant du dernier Interglaciaire à la suite de nombreux auteurs dont G. Dubois et F. Zeuner a été aussi rattachée à un Interglaciaire antérieur (en particulier par A. Briquet, F. Bourdier) ce qui est plus en accord avec la stratigraphie des formations de colmatage de la falaise et de la morphologie profonde de la Plaine maritime (J. Sommé, 1975). Le dépôt marin qui correspond à un niveau marin relatif de 5 m culmine à près de 11 m N.G.F.

A Wissant, entre les caps Blanc-Nez et Gris-Nez, la formation à *Elephas meridionalis* et *Hippopotamus major* (J. de Heinzelin, 1964), qui est conservée jusqu'à 13 m NGF et plonge profondément sous la petite plaine maritime holocène, est attribuable au "Cromérien" (M. Ters et al, 1969). Si son origine reste discutée (Th. B. Roep et al, 1975), elle atteste cependant l'ancienneté de la morphologie du substrat qu'elle fossilise. Le contenu en minéraux denses de l'importante série de dépôts dans lequel se trouve modelé le relief actuel montre d'ailleurs une évolution comparable à celui de la Formation d'Herzele (E. Juvigne, supra). A la pointe-aux-Oies (Wimereux), des dépôts comparables à ceux de Wissant (A. Bonte, 1966) recouvrent une plate forme marine ancienne proche du niveau de la mer actuelle qui a livré les témoins de l'industrie paléolithique la plus ancienne connue dans le Bassin parisien (F. Bourdier 1969, A. Tuffreau, 1971). Si l'on ajoute que la plaine maritime picarde comporte un système complexe de cordons littoraux anciens comme ceux du Calais, attribuables au Pléistocène moyen, l'ensemble de ces données prouve l'existence d'une morphologie côtière proche de l'actuelle dès le Pléistocène moyen tout au long du littoral de la Mer du Nord méridionale et de la Manche orientale.

La révolution paléogéographique qui a abouti à la formation du bassin méridional de la mer du Nord se place donc entre le Pléistocène ancien, où les littoraux du Tiglien (W.H. Zagwijn, 1974) et encore du Waalien (R. Paepe et R. Vanhoorne, 1970 ; 1976) se trouvent cantonnés selon un axe NW-SE au N d'Anvers et selon un dispositif qui prolonge celui de la transition plio-pléistocène, et le Pléistocène moyen où cette évolution se trouve achevée avec le dépôt de la Formation d'Herzele. Le fait paléogéographique majeur paraît donc résider dans l'effacement de l'axe de fermeture constitué antérieurement par le Massif du Brabant. Comme le montre le rôle permanent joué depuis le Paléozoïque par cette unité structurale (J.P. Colbeaux *et al*, 1977),

cette évolution ne peut être due qu'à une cause tectonique générale. La pulsation mise ainsi en évidence au Pléistocène n'est d'ailleurs que la reproduction d'autres similaires observables au Tertiaire (J. Sommé, 1975). L'interprétation géomorphologique de la région intérieure franco-belge aboutit aussi à l'évidence d'un rôle important joué par une néotectonique après le Pléistocène ancien (R. Paepe, 1963, 1965 ; J. Sommé,

1967, 1975 ; J. P. Colbeaux et al, 1978).

Dans le domaine franco-belge, le rôle des facteurs tectoniques à différentes échelles ne peut donc être négligé dans l'interprétation des gisements actuels du Pléistocène marin qui ne peuvent s'analyser en tant que témoins des "niveaux" marins, mais en tant que formations stratigraphiques.

## BIBLIOGRAPHIE

- BERTHOIS L.** 1959. Technique de l'analyse granulométrique, C.D.U., Paris, 64 p. 19 fig. 13 tabl.
- BIQUAND D.** 1971. Etude de quelques problèmes méthodologiques et techniques du paléomagnétisme des roches sédimentaires. Application à l'étude d'une formation lacustre d'âge miopliocène du Velay (Massif Central, France). *Ann. Géophys.* t. 27, fasc. 3, p. 311-327.
- BIQUAND D.** et **PREVOT G.** 1971. — A.F. Demagnetization of viscous remanent magnetization in rocks.. *Zeitschrift für Geophysik*, vol. 37, p. 471-485.
- BONTE A.** 1966. Le Quaternaire de la Pointe aux Oies entre Wimereux et Ambleteuse (Pas-de-Calais), *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXXVI, p. 183-186, 2 fig.
- BOURDIER F.** 1969. Sur la position chronologique du Paléolithique de Sangatte, Wissant et Wimereux (Pas-de-Calais), *Bull. Soc. Préh. Fr.*, LXVI, p. 230-231.
- BOURDIER F.** 1969. Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris.*, 21, p. 169-231, 105 fig.
- BISCAYE P.E.** 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 803-832.
- BOURGUIGNON P.** 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 76, p. 39-59.
- BOURRELLY P.** 1968. Les algues d'eau douce. II : algues jaunes et brunes, Ed. N. Boubée & Cie, Paris.
- BRIQUET A.** 1930. Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, Orléans, 439 p, 151 fig., 1 pl.
- CAILLEUX A.** et **TRICART J.** 1963. Initiation à l'étude des sables et des galets, Paris, 3 vol.
- CAMEZ T.** 1962. Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 20, 90 p.
- CHOLNOKY B.J.** 1968. Die Ökologie der Diatomeen in Binnengewässern. Verlag J. Cramer 3301 Lehre.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZINSKI F.** et **SOMME J.** 1977. Tectonique de blocs en Belgique et dans le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCII, p. 191-222, 27 fig.
- COLBEAUX J.P., LEPLAT J., PAEPE R.** et **SOMME J.**, 1978. Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : exemple de la plaine de la Lys (Feuille Hazebrouck à 1/50 000), *Ann. Soc. Géol. Nord*, (à paraître).
- CUNAT-BOGE N.** 1973. Méthodes d'analyse granulométrique ; essai d'interprétation. *Mém. Maîtrise Géogr. Lille*, 157 p. dactyl. 52 fig.
- DE HEINZELIN J.** 1964. Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove, *Bull. Soc. belge Géol.* LXXIII, p. 146-161, 7 fig, 1 tabl. 1 pl.
- DE MAGNEE Y.** et **MACAR P.** 1936. Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 59, p. 163-288.
- DIRIKEN P.** 1974. Sédimentologie studie van de holo-cene afzettingen in de Noordfranse kustvlakte, Louvain. 100 p.
- DUBOIS G.** 1924. Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France, Lille. 355 p. 41 fig. 6 pl. h.t.
- DUNOYER DE SEGONZAC G.** 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme.. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.
- DURAND J.H.** 1973. Géochimie des sols des bassins paraliques. Données générales sur leur mise en valeur. *L'agronomie tropicale*, Vol. XXVIII, 6 et 7.
- ERD, KL.** 1970. Pollen-analytical classification of the Middle Pleistocene in the German Democratic Republic. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 8, 2-3, pp. 129-145, fig. 1-7, Amsterdam.

- ESQUEVIN J.** 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3, 147-153.
- FOGED N.** 1970. The Diatomaceous Flora in a Postglacial Kieselguhr Deposit in Southwestern Norway. — Diatomaceae II, Fr. Hustedt Gedenkband, Beih. z. Nova Hedwigia, Heft 31, pp. 169-202.
- GAC J.Y.** 1968. Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Etude minéralogique et géochimique. Thèse 3e cycle. Strasbourg, 77 p.
- GJEMS O.** 1960. Some notes on clay minerals in podzol profiles in Fennoscandia. *Clay Min. Bull.*, 4, 208-211.
- GLAESER R., MANTINE I et MERING J** 1967. Observations sur la Beidellite. *Bull. Groupe français des Argiles*, Tome XIX, 135-130.
- GOSSELET J.** 1893a. Sur le golfe de l'Yser, *Ann. Soc. Geol. Nord*, XXI, p. 112.
- GOSSELET J.** 1893b. Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : La Flandre. *Ann. Soc. Geol. Nord*. XXI, p. 176-197.
- GREENE-KELLY R.** 1953. The identification of montmorillonids in clays. *J. Soil Sci.*, 4, 233-237.
- GRIM R.E.** 1953. Clay Mineralogy, Mac Grew Hill, New-York.
- HOFMANN V. et KLEMEN R.** 1950. Verlust der Austausch fähigkeit von lithiumionen an Bentonit durch Erhitzung. *Z. anorg. allgem. Chem.*, 262, 95-99.
- HUS J., GEERAERTS R., PAEPE R., SOMME J. et VANHOORNE R.**, 1975. Preliminary magnetostratigraphical results of the Pleistocene sequences in Belgium and NW France, in *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, Project 73/1/24 I.G.C.P., Report n° 3, Prague, p. 99-128, 12 fig.
- HUYGEBAERT. L.** Problèmes soulevés par l'étude microrstatigraphique de la sablière de Lichtart et de deux sondages en Campine. *Bull. Soc. belge Géol.*, T. 70, p. 104-112.
- IRVING E. et MAJOR A.** 1964. Post-Depositional Detrital Remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3, p. 135-143.
- JACKSON M.L.** 1965. Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. *Soil Sci.*, 99, 15-22.
- JUVIGNE E.** 1974. Un perfectionnement de la méthode de séparation des minéraux denses des loess, note préliminaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.* t. 97, p. 87 et 88.
- JUVIGNE E.** 1977. Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. Géol. Belg.* sous presse.
- JUVIGNE E.** 1978. Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Zeit. für Geom.*, sous presse.
- KING R.F.** 1955. The Remanent Magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.* 7, 115.
- KLINGEBIEL A et LATOUCHE C.** 1964. Etude cristallographique des illites dans les terrains paléogènes du Bordelais. Application stratigraphique. in *Colloque sur le Paléogène 1962. Mém. B.R.G.M.*, 28-467-477.
- LOUIS A.** 1976. Etude des Fluctuations floristiques algales comme Paramètres des Fluctuations climatiques dans le Pléistocène supérieur et l'Holocène. *Studia Algologica Lovaniensia V. Story Scientia Louvain*. Ghent.
- MILLER U.** 1971. Diatoms floras in the sediment at Leveäniemi. In Lundqvist, J. : The interglacial Deposit at the Leveäniemi Mine, Svappavaara, Swedisch Lapland. *Sveriges Geologiska Undersökning*, 64, 4. pp. 104-163.
- MILLOT G. LUCAS J. et PAQUET H.** 1965. Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geol. Rundschau* 55, 1-20.
- NORRISH K.** 1954. The swelling of montmorillonite. *Disc. Faraday Soc.* 18, 120-134.
- PAEPE R.** 1963. Bouw en oorsprong van de vlakte van de Leie, These, Gent, 225 p.
- PAEPE R.** 1965. Evolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre, *Bull. Soc. belge. Géol.* LXXIV, p. 1-18, 8 fig.
- PAEPE R.** 1965. On the presence of *Tapes senescens* in some borings of the coastal plain and the Flemish valley of Belgium *Bull. Soc. belge Géol.* LXXIV, p. 249-254, 1 fig., 1 pl.
- PAEPE R.** 1968. Les sols fossiles pléistocènes de la Belgique, *Pédologie*, Gent, XVIII, p. 176-188, 1 tabl.
- PAEPE R.** 1971. Quaternary marine formations of Belgium. *Quaternaria*, XV, p. 99-104, 2 fig.
- PAEPE R. & SOMME J.** 1975. Marine pleistocene transgression along the flemish coast (Belgium and France). *I.G.C.P. Project 73/1/24, Quaternary glaciations in the northern Hemisphere, Report n° 2*, pp. 108-116, Prague.
- PAEPE R. et VANHOORNE R.** 1967. The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium *Mém. expl. Cartes géol. min. Belg.* n° 8, Bruxelles, 96 p., 14 pl.
- PAEPE R. et VANHOORNE R.** 1970. Stratigraphical position of periglacial phenomena in the Campine clay, based on palaeobotanical analysis and palaeomagnetic dating. *Bull. Soc. belge Géol.*, LXXIX, p. 201-211, 5 fig.

- PAEPE R. et VANHOORNE R. 1976. The Quaternary of Belgium in its relations to the stratigraphical legend of the Geological Map, *Mém. expl. Cartes géol. min. Belg.*, n° 18, 38, p. 4 pl.
- PANKOW H. 1976. Algenflora der Ostsee. II: Plankton. Gustav Fischer Verlag Stuttgart.
- PAQUET H. 1969. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv., Carte Géol. Als. Lorr.*, 30, (1970), 210 p.
- PIKE K. and GODWIN H. 1953. The interglacial at Clacton-on-Sea, Essex. *Quat. J. Geol. Soc. London*, CVIII, 3, pp. 261-270, Pl. XIV, London.
- RIBERT M. et BARSHAD I. 1972. Sur les propriétés et la détermination des minéraux argileux 2/1 expansibles (vermiculites-smectites). *C.R. Acad. sci.*, Paris. 275, 1463-1465.
- RIVIERE A. 1977. Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations, Paris. 170 p. 12 fig.
- ROBERT M. 1972. Transformation expérimentale de glauconites et d'illites en smectites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, 1319-1322.
- ROEP Th., HOLST H., VISSERS R., PAGNIER H. et POSTMA D. 1975. Deposits of southward-flowing, Pleistocene rivers in the Channel region, near Wisant, NW France, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecology*, 17, p. 289-308, 10 fig.
- RUTOT A. 1897. Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol.* XI, p. 1 - 40.
- SANGNIER P. 1969. Carte géologique 1/50 000 XXIV-3, Steenvoorde.
- SOMME J. 1967, Tectonique récente dans la région de Lille (Pays de Weppes et Mélançois occidental), *Rev. Géom. Dyn.* p. 55-65, 4 fig.
- SOMME J. 1975. Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique, thèse Paris, édit. 1977, 2 vol. 810 p., 185 fig. h.t.
- SOMME J. 1977. Quaternary coastlines in Northern France in Oele E. Schuttenhelm R.T.E. et Wiggers. A. edit., *The Quaternary History of the North Sea*, Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celerantis, 2, Uppsala p. 147.
- TARDY Y. 1969. Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 31, 199 p.
- TAVERNIER R. 1943. Le Néogène de la Belgique *Bull. Soc. belge Géol.* T.52. p.7-34
- TAVERNIER R. 1947. Aperçu sur la pétrologie des terrains post-paléozoïques de la Belgique in *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe* C.R. Session extraord. des soc. belges de Géol., p. 69-90.
- TAVERNIER R. 1954. Le Quaternaire in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, p. 555-589, 2 fig. 3 tabl.
- TAVERNIER R. and DE HEINZELIN J. 1962. De Cardium-lagen van West-Vlaanderen, *Nat. Wet. Tijdschr.*, 44, p. 49-58.
- TERS M. et PINOT J.P. 1969. Livret guide de l'excursion A 10, Littoral Atlantique, VIIIe Congrès INQUA, Paris, 110 p.
- TETTENHORST R. et JOHNS W.D. 1966. Interstratification in montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*. 25, 85-94.
- THELLIER E. 1966. Methods and Apparatus for Alternating current and Thermal Demagnetization . p. 205 - 247 in *Methods and Techniques in Geophysics*, volume 2, Edited by S.K. Runcorn Intersciences Publishers.
- THOREZ J. 1975. Phyllosilicates and Clay Minerals. A Laboratory Handbook for Their X-Ray Diffraction Analysis, G. Lelotte Ed., Dison. Belgique. 604 p.
- THOREZ J. 1976. Practical Identification of Clay Minerals - A Handbook for Teachers and Students in Clay Mineralogy. G. Lelotte, Ed., Dison. Belgique, 89 p.
- TUFFREAU A. 1971. Quelques aspects du Paléolithique ancien et moyen dans le Nord de la France, n° sp. *Bull. Soc. Préh. Nord*, n° 8, Amiens, 98, p., 29 fig. 4 pl.
- TURNER C. 1970. The Middle Pleistocene deposits at Marks Tey, Essex. *Phil-Transact. Roy. Soc. London B*. 257, 817, pp. 373-440, fig. 1-23, London.
- VAN DER VLERK, I.M. and FLORSCHUTZ F. 1953. The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. *Verh. Kon. Ned. Ak. Wetensch., Afd. Natuurk.*, XX, 2, pp. 1 - 58, Tab. I-XXIX, pl. I-IV, Amsterdam.
- VAN DER WERFF A. & HULS A. 1957-1974. Diatoméeflora van Nederland. O. Koeltz Science Pub. D-624 Koenigstein.
- VANHOORNE R. 1962. Het interglaciale veente Lo (België), *Natuurwet. Tijdschr.*, XLIV, p. 58-64, 1 fig., 1 pl.
- VANHOORNE R. 1962. Het interglaciale veen te Lo glaciaire dans la plaine maritime belge, *Rev. Anthropol.*, p. 89-92, 1 fig.
- VERGER F. 1963. Les Techniques d'analyse granulométrique, *Mém. Doc. CNRS*, IX, 1, 61 p., 51 fig.
- VERGER F. 1968. Marais et wadden du littoral français, étude de géomorphologie. Bordeaux, 541 p., 230 fig., 2 ill. h.t.
- WEST R., 1956. The quaternary deposits at Hoxne, Suffolk. *Phil. Transact. Roy. Soc. London B*, 239, 665, pp. 265-356, Fig. 1-39, London.

- WEST R.G. et NORTON P.E.P.** 1974. The Icenian Crag of southeast Suffolk, *Phil. Trans. Roy. soc. London. B.*, vol. 269, p. 1-28, 12 fig., 2 tabl.
- ZAGWIJN W.H.** 1974. The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary, *Geol. Mijnb.*, 53 (6), p. 369-385, 8 fig., cartes.
- ZAGWIJN W.H.** 1975. Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the lower Pleistocene of Europe. in *Ice Ages : Ancient and Modern*, Geol. Journ Sp. Iss. 6, Liverpool, p. 137-152, 8 fig.
- ZAGWIJN W.H. et VAN STAALDUISEN C.J.** 1975. Toelichting bij Geologische overzichts Kaarten van Nederland, Haarlem, 134 p., 5 cartes.
- ZEUNER F.E.** 1959. The Pleistocene period. London, 447 p., 78 fig.