

COMPTE RENDU DE LA SESSION EXTRAORDINAIRE

DE LA SOCIÉTÉ BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE ET DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

dans le Boulonnais du 8 au 11 septembre 1966 et dirigée par
MM. A. BONTE et J. de HEINZELIN

INTRODUCTION.

La Société belge de Géologie qui assumait cette année l'organisation de la Session extraordinaire annuelle avait mis à son programme l'étude du Boulonnais sous la direction de MM. A. BONTE, professeur à la Faculté des Sciences de Lille, pour les journées consacrées au Primaire et Secondaire et J. DE HEINZELIN, professeur à l'Université de Gand et membre de la Société pour la journée consacrée au Quaternaire.

Ont pris part à la session :

MM. A. BEUGNIES, A. BONTE, M. et M^{me} M. COUPATEZ, MM. DOYEN, M. DUMON, M. et M^{me} P. DUMON, MM. M. GULINCK, J. DE HEINZELIN, P. MACAR, J.-B. MICHIELS, J. MICHOT, P. MICHOT, G. MORTELMANS, PHILIPPART, H. PIRLET, B. STEENSTRA, M. et M^{me} V. THONNARD.

S'étaient excusés :

MM. A. DELMER, P. FOURMARIER et R. MARLIÈRE.

SÉANCE DU 8 SEPTEMBRE 1966.

La séance est ouverte à 22 heures à l'Hôtel Meurice à Boulogne-sur-Mer par M. A. BEUGNIES, président de la Société belge de Géologie.

M. A. BEUGNIES, après avoir souhaité la bienvenue à tous les participants, remercie MM. A. BONTE et J. DE HEINZELIN qui ont bien voulu se charger de la direction scientifique des excursions.

Il propose d'élire comme président de la session, M. P. MICHOT en sa qualité de membre le plus ancien du conseil de la société

invitée. L'assemblée ratifie cette proposition et complète son bureau par l'élection de M. G. MORTELMANS à la vice-présidence, de MM. A. BONTE et J. DE HEINZELIN comme secrétaires chargés de la rédaction du compte rendu qui seront assistés d'un secrétaire-adjoint et trésorier : M. M. DUMON.

Sur l'invitation du président de session, M. A. BONTE fait un bref exposé relatif à la géologie du Boulonnais et remet à chaque participant un livret-guide des excursions.

M. P. DUMON prend ensuite la parole pour rappeler le souvenir de l'excursion extraordinaire de la Société géologique de Belgique dans le Boulonnais en 1904, dirigée par J. GOSSELET et qui comptait au nombre de ses participants : J. CORNET, F. KAISIN, DE DORLODOT, M. MOURLON, L. BRETON, M. ROBERT et P. FOURMARIER.

En hommage aux géologues de cette époque, les membres de la présente session décident d'adresser à M. P. FOURMARIER leurs sentiments de profonde déférence.

JOURNÉE DU 9 SEPTEMBRE 1966.

La matinée a été consacrée à l'étude des formations dévonodiniennes le long de la ligne du chemin de fer de Calais à Boulogne. Au cours de l'après-midi, les exploitations de marbres ont permis d'analyser plus en détail le Dinantien et sa couverture discordante, ainsi que les phénomènes de dissolution qui se manifestent au contact (fig. 1 et 2).

GIVÉTIEN

1 et 2. **Poudingue et Grès de Caffiers** (Tranchée du chemin de fer).

Les schistes siluriens ne sont pas visibles à l'affleurement et n'ont été observés que dans des puits.

Les premières formations dévoniennes correspondent au Poudingue de Caffiers dont les galets variés sont cimentés par une pâte schisteuse rouge; puis aux Grès et Schistes grossiers de Caffiers qui renferment des lits à débris végétaux.

Une discussion s'engage entre MM. A. BONTE, G. MORTELMANS et P. MICHOT sur l'âge givétien probable des formations conglomératiques de Caffiers et par comparaison avec les formations analogues connues au bord nord du Synclitorium de Namur en Belgique.

M. A. BONTE fait alors remarquer que les raccords stratigraphiques avec les Bassins de Namur et de Dinant ne doivent pas

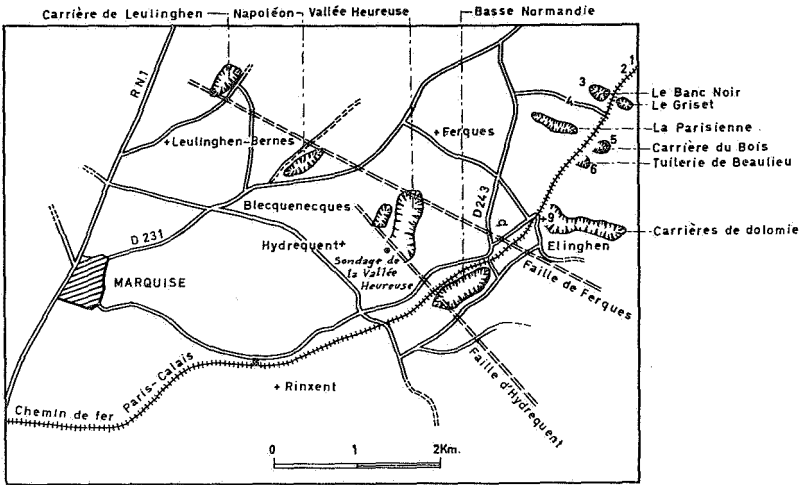


FIG. 1. — Itinéraire de la journée consacrée au Paléozoïque.

La même numérotation a été utilisée pour la figure et la description des étages dans le texte.

être tentés de façon trop rigoureuse. On aura l'occasion, à plusieurs reprises, de constater que les différents faciès du Dévonien du Boulonnais peuvent se rattacher à l'une ou l'autre série de l'Ardenne belge. La transgression dévonienne s'étend en effet progressivement sur le rivage du Brabant; elle atteint en même temps la région de Lustin et le Boulonnais; mais très vite les faciès perdent leur continuité et se diversifient à travers l'ensemble du bassin avec une répartition qui peut être indépendante des lignes de rivage d'une part, des lignes directrices de la tectonique hercynienne d'autre part.

Le même phénomène se reproduira ultérieurement, lors de la transgression jurassique le long de l'Ardenne; et on constate que certaines séries, que l'on retrouve parfois identiques à de grandes distances, ne présentent pas pour autant une continuité latérale parfaite. Par conséquent, si les raccords structuraux basés sur l'analyse des déformations sont parfaitement justifiés, ils semblent indépendants de la répartition originelle des faciès.

3. Calcaire de Blacourt (Carrière du Tarstinkal).

Après une présentation de la carrière par le Directeur, qui donne quelques indications sur la nature des matériaux et sur leur utilisation,

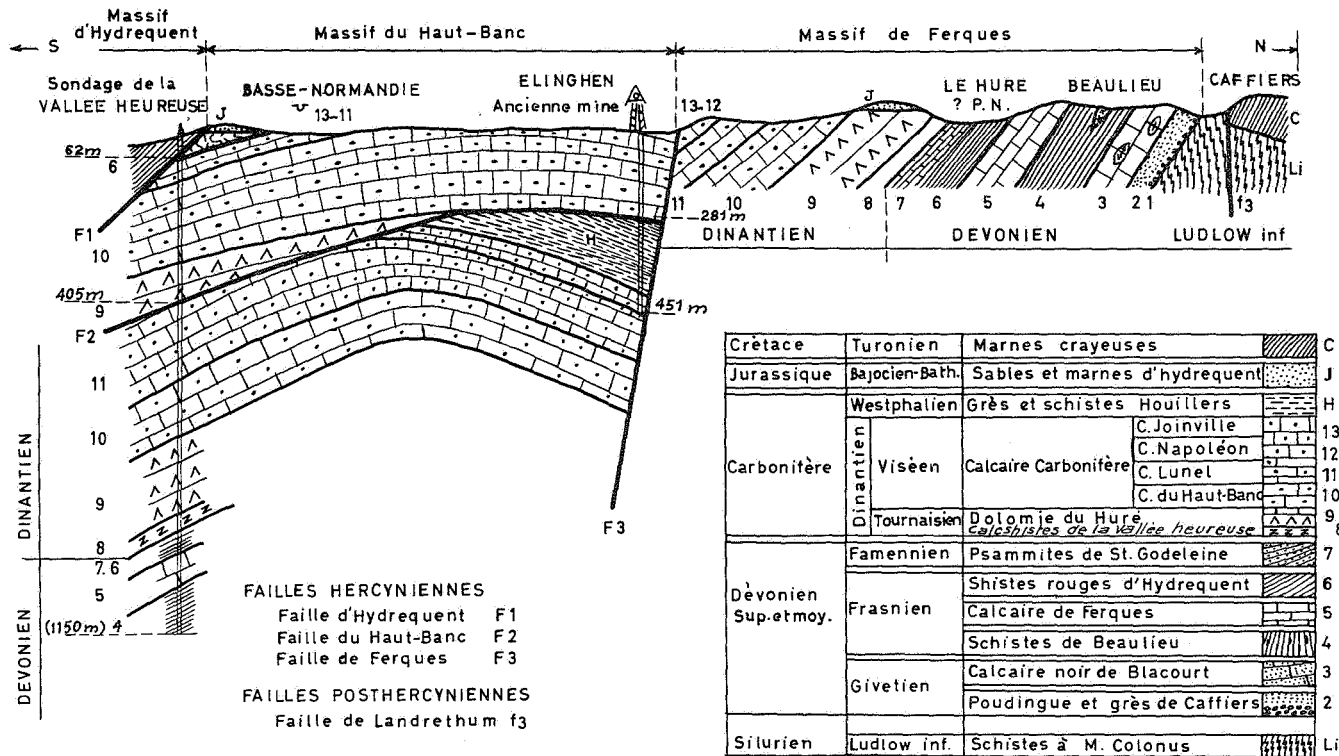


FIG. 2. — Coupe générale du Dévono-Dinantien du Boulonnais (d'après P. PRUVOST).

La même numérotation a été utilisée pour la figure et la description des étages dans le texte.

(Errata : lire f3 : Faille de Landrethun.)

les participants étudient en détail les formations du Givétien dans lequel les études récentes (D. LE MAÎTRE et I. DEVOS) ont montré l'existence de 4 biohermes superposés, surmontés d'une série calcaire en bancs mieux individualisés à *Stringocephalus burtini* et *Murchisonia*.

MM. G. MORTELMANS et A. BEUGNIES font remarquer que les calcaires givétiens exposés dans la carrière sur une épaisseur de 80 m offrent beaucoup plus d'analogies avec les formations de même âge du Synclinorium de Dinant qu'avec celles du Bassin de Namur.

La question du raccordement avec les séries de l'Ardenne a fait l'objet de discussions récentes, notamment en ce qui concerne la limite Givétien-Frasnien.

Rappelons que la barre calcaire du Givétien comporte à Givet trois divisions dont la supérieure, l'Assise de Fromelennes, est attribuée assez généralement par les géologues belges au Frasnien inférieur (*FrI*) malgré la présence de *St. burtini* associé à *Sp. verneuili* et sur la foi d'une faune de Lamellibranches dont la valeur stratigraphique peut sembler exagérée.

A la Carrière du Tarstinkal, on constate au sommet, couronnant des calcaires en plaquettes à *Sp. verneuili*, des schistes à nodules et à plaquettes caractérisés par *Sp. supradisjunctus* associé à *Sp. orbe-lianus*.

Il y a là une analogie évidente avec les coupes de Charlemont et du Fort Huloliet à Givet. Néanmoins, il était difficile de reconnaître ici l'assise de Fromelennes.

Or, au cours de l'excursion, M. P. MICHOT a observé au fond de la carrière, c'est-à-dire au-dessus des biohermes, des passées schisto-gréseuses plus grossières qui lui font penser aux sédiments arénacés et feldspathiques qu'il connaît généralement à la limite des étages givétien (Calcaire de Givet *sensu stricto*) et frasnien (Assise de Fromelennes) au bord nord du Synclinorium de Dinant dans la vallée de l'Ourthe et à Lustin dans la vallée de la Meuse.

En ce qui concerne la limite Givétien-Frasnien, la macrofaune n'était pas assez significative pour trancher la question; mais l'étude récente de la microfaune (Foraminifères, Ostracodes, Conodontes) par F. MAGNE a montré : d'une part, que les couches supérieures à *St. burtini* et à *Murchisonia* renfermaient une microfaune caractéristique qui s'arrêtait au toit de l'horizon à *Murchisonia*; d'autre part, que les bancs immédiatement superposés renfermaient une microfaune totalement différente de celle du Calcaire de Blacourt, en particulier des espèces qui sont à la fois des marqueurs de zones et des espèces typiquement frasnienne des bassins franco-belges.

Ainsi les couches supérieures des calcaires givétiens du Boulonnais (alternances de lits calcaires et de schistes analogues aux calcaires à *Myophoria transrhenana* des environs de Givet) correspondent à un renouvellement de la faune et renferment des espèces repères caractéristiques de la partie la plus inférieure du Frasnien, niveau des schistes à *Pharciceras lunulicosta*.

Tout semble donc concorder pour assimiler la partie supérieure du Givétien du Boulonnais à l'Assise de Fromelennes et à replacer l'Assise de Fromelennes qui, à Revogne (A. MOUREAU) comme à Givet (A. BONTE et J. RICOUR) et en d'autres points de la Belgique, renferme *St. burtini* au sommet du Givétien. C'était déjà l'avis de J. GOSSELET qui avait été frappé par l'homogénéité de la barre calcaire intercalée entre les deux assises schisteuses du Couvinien et du Frasnien.

Sortant de la carrière par la rampe nord-ouest, on peut observer une coupe fraîche des schistes à lits calcaires de la base du Frasnien (Schistes de Beaulieu).

FRASNIEN.

4. Schistes de Beaulieu.

Ils correspondent à une dépression topographique dans laquelle des îlots de dolomie caverneuse apparaissent çà et là couverts de genêts et d'ajoncs. Il est possible de distinguer deux niveaux de dolomie : la Dolomie des Noces à la base (route de la Carrière), la Dolomie de Beaulieu au sommet (sous le criblage du Tarstinkal).

5. Calcaire de Ferques (Carrière du Bois).

Les carrières qui exploitaient le Calcaire de Ferques (Carrière du Bois, la Parisienne) sont abandonnées en raison de la nature du calcaire. Il s'agit, en effet, de calcaires plus ou moins argileux souvent dolomitiques, en bancs relativement minces, séparés par des passages schisteux où abondent les fossiles qui ont fait la célébrité du Calcaire de Ferques.

Au sommet de la partie orientale de la carrière, apparaissent les Schistes rouges d'Hydrequent affaîssés par une petite faille transverse.

M. P. DUMON pense que les formations dolomitiques correspondent approximativement aux récifs de l'Arche, de Lomporet, de Dailly, etc. au bord sud du Synclitorium de Dinant et aux récifs de Marbre Sainte-Anne au bord nord du même synclitorium.

6. Schistes rouges d'Hydrequent (Tuilerie de Beaulieu).

Schistes rouge foncé à lits calcaires ou calcaréo-gréseux, exploités pour la fabrication des briques. Ces schistes étaient autrefois attribués au Famennien, mais la découverte de *Manticoceras intumescens* (P. CORSIN) dans un nodule a conduit à les rattacher au Frasnien. Malheureusement la situation exacte du nodule dans la série n'est pas connue et il est possible qu'une partie des Schistes d'Hydrequent appartienne néanmoins au Famennien, car ceux-ci passent progressivement, par alternances, aux Grès de Sainte-Godeleine.

FAMENNIEN.

7. Grès et psammites de Sainte-Godeleine.

Ils forment le petit massif boisé situé au Sud de la carrière mais n'ont pas été vus par les excursionnistes; ils n'ont été exploités autrefois que dans les environs de Réty (Chapelle Sainte-Godeleine).

Ces grès qui reposent sur les Schistes rouges d'Hydrequent sont parfois surmontés d'autres schistes rouges (Nord de Leulinghen), ce qui confirmerait l'hypothèse que l'ensemble du Famennien comporte à la fois des schistes rouges et des grès-psammites, ceux-ci se répartissant à différents niveaux dans la série.

Passage du Dévonien au Carbonifère.

Cartographiquement, la transition se fait au P.N. du Hure où, malgré les recherches effectuées, on n'a jamais pu saisir le contact des deux séries, qui n'apparaît que dans le Sondage de la Vallée Heureuse.

DINANTIEN.

Le Dinantien, essentiellement calcaréo-dolomitique, comporte les divisions suivantes, de haut en bas :

- Calcaire noir de Réty.
- 13. Marbre Joinville 60 m.
- 12. Marbre Napoléon 20 m.
- 11. Calcaire Lunel 60 m.
- 10. Calcaire du Haut-Banc 50 m.
- 9. Dolomie du Hure 100 m.
- 8. Calcschistes de la Vallée Heureuse 20 m.

8. **Les Calcschistes de la Vallée Heureuse** ne sont connus qu'en deux points très voisins (P. PRUVOST et G. DELÉPINE) : dans un paquet pincé entre des branches satellites de la Faille d'Hydrequent (entrée sud de la Carrière de la Vallée Heureuse); dans le Sondage de la Vallée Heureuse où ils surmontent un lit de graviers de quartz de 2 cm d'épaisseur.

Ils correspondent aux Calcschistes de Tournai (Tournaisien inférieur) dont ils possèdent la faune : *Phillipsia gemmulifera*, *Spirifer tornacensis*, *Zaphrentis konincki*.

9. **La Dolomie du Hure** constitue une masse homogène qui se suit facilement d'Est en Ouest à travers tout le massif primaire du Boulonnais.

La partie inférieure, caractérisée par *Caninia patula*, est l'équivalent du « Petit granite » et se rattache au Tournaisien supérieur (*Tn2*). La partie supérieure, qui renferme *Daviesiella llangollensis*, représente le Viséen inférieur (*VI*).

L'extension verticale de la Dolomie du Hure est à peu près la même que celle qu'on observe sur le bord méridional du Bassin de Namur où la dolomitisation est beaucoup plus développée que dans la région de Dinant.

M. G. MORTELMANS fait remarquer que les Calcschistes de la Vallée Heureuse appartiendraient de façon plus précise au sommet du Tournaisien moyen (*Tn2c*).

Carrière de la Société Magnésie et Dolomie de France.

Les excursionnistes descendent en car jusqu'au fond de la carrière qui est exploitée intensément à l'heure actuelle pour l'industrie métallurgique de la région de Dunkerque.

La dolomie très pure (19 à 21 % MgO) est exploitée sur toute son épaisseur : elle passe au Sud aux Calcaires à *Productus cora*; malheureusement, au Nord, la base au contact du Famennien n'est pas dégagée.

Vers l'extrémité est de la carrière, on peut observer des poches de dissolution assez profondes remplies par des sables et argiles clairs (Wealdien) et des sables glauconieux (Albien), témoins de la transgression crétacée. Mais en sortant de la carrière, l'élargissement de la route de Locquinghen permet de constater qu'à 500 m à l'Ouest les sables wealdiens sont séparés du Dinantien par plusieurs mètres de calcaires oolithiques blancs du Bathonien. C'est en ce point, en effet, que se croisent les surfaces de transgression du Jurassique et du Crétacé sur le socle primaire, au voisinage de la Faille de Ferques.

Les autres assises du Dinantien seront étudiées l'après-midi.

Le retour vers Marquise, où doit avoir lieu le déjeuner, est interrompu par une visite sommaire de la Carrière de Basse-Normandie (Société Anonyme des Carrières de la Vallée Heureuse et du Haut-Banc) qui va être l'occasion d'une discussion très intéressante. Au préalable un arrêt de quelques minutes au-dessus de la carrière permet : d'une part, d'observer les phénomènes de dissolution qui affectent sa bordure orientale; d'autre part, de considérer de loin dans son ensemble la Faille d'Hydrequent qui ramène les Schistes rouges famenniens du Massif d'Hydrequent sur le Calcaire carbonifère du Massif du Haut-Banc.

On s'arrête ensuite plus longuement sur la rampe d'accès de la carrière, en face de la bascule, pour analyser la célèbre coupe de la tranchée du chemin de fer qui montre des replis très accusés dans les bancs de l'Assise à *Productus cora*.

Suivant l'interprétation classique (P. PRUVOST et G. DELÉPINE) on se trouverait là en présence d'une écaille pincée entre la Faille d'Hydrequent au Sud et une faille plate satellite de la précédente au Nord. Cette faille plate se confond avec la surface supérieure du banc à *Lithostrotion martini*, limite pratique entre Lunel et Haut-Banc, et très rapidement les deux masses calcaires se retrouvent vers le Nord en concordance.

MM. P. MICHOT, P. MACAR et H. PIRLET, après un examen rapide, estiment qu'il serait utile de réétudier l'affleurement en envisageant l'hypothèse de *déformations pénécontemporaines de la sédimentation* et, à l'appui de cette opinion, ils apportent les raisons suivantes :

1. La surface considérée comme la faille subhorizontale limitant l'écaille à la base apparaît, là où elle a été observée, comme un joint de stratification très régulier, sans indices de mouvement relatif (brèches de faille, stries de glissement, schistosité locale, petits arrachements, surfaces polies) et sans remplissage schisteux net.

Elle surmonte un banc à *Lithostrotion martini* bien régulier.

2. Dans l'écaille, au Nord du synclinal renversé, une bande plus blanche et d'épaisseur constante, visible dans la tranchée du chemin de fer, paraît bien un banc. Elle dessine localement des ondulations nettes. A cet endroit, elle surmonte un joint de stratification bien régulier. A quelques mètres, au-dessus d'une partie de ces ondulations apparaît un autre joint régulier, parallèle au premier et qui, à distance, semble également un joint de stratification.

Cette observation montre que des déformations intraformationnelles sont très probables dans les bancs de « l'écaille ».

3. Plus près de l'axe du grand pli renversé, la même bande claire est affectée d'un petit pli en S subsoclinal, et une déformation semblable, mais plutôt en forme de queuvée recouvrant un petit synclinal déversé, apparaît dans un banc supérieur. En dessous, on observe à nouveau un joint de stratification régulier. Ces dislocations plus marquées paraissent donc également d'origine non tectonique. Elles semblent dues à un glissement de terrain sous-aquatique.

4. A proximité du grand pli renversé, des surfaces courbes, concaves vers le Sud, traversent les bancs près de la base de l'écaille et se raccordent à cette dernière. Or, l'une d'elles montre des stries de glissement parallèles à la ligne de plus grande pente, et qui sont, elles, d'origine tectonique. Mais ceci n'exclut pas la possibilité d'une origine pénécontemporaine pour le pli lui-même. En effet, surfaces courbes et stries peuvent résulter d'un réajustement local déclenché lors d'une phase de compression postérieure.

5. MM. P. MICHOT et H. PIRLET ont noté que le plan de faille supposé est souligné par un très mince lit de calcite grossière, qui leur rappelle certaines surfaces de glissement avec formation de brèche parasédimentaire observées dans la région de la Meuse namuroise (¹).

Après le déjeuner pris à l'Hôtel du Grand Cerf à Marquise, l'après-midi a été consacrée à l'étude des calcaires dinantiens dont les marbres ont fait le renom de la région.

Carrière Napoléon à Blequenecques (Société Anonyme des Marbres du Boulonnais).

Reçus par le Directeur de la Société, M. POULAIN, les participants ont l'occasion d'admirer la collection de marbres qui ornent le bureau et d'emporter quelques échantillons mis gracieusement à leur disposition par la Société.

Les membres de l'excursion se dirigent ensuite vers la zone d'extraction où ils reçoivent quelques précisions sur la succession et l'épaisseur des marbres qui sont débités au fil hélicoïdal.

(¹) MICHOT, P., 1955, Les brèches calcaires à ciment de calcite macrosphérolithique. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 78, B, pp. 353-367, 8 fig.)

PIRLET, H., 1964, La sédimentation rythmique de la partie inférieure du V3a dans le bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien de Namèche à Moha. (*Ibid.*, t. 86, B, pp. 461-469, 1 fig. et 1 fig. hors-texte.)

En dehors des divisions Napoléon-Lunel, qui fournissent les variétés les plus recherchées, il existe quelques niveaux intéressants, tels que « Henriette » et « Caroline » à la base du Calcaire du Haut-Banc; mais ils sont noyés dans une masse épaisse de calcaire ordinaire. Même à l'intérieur de l'ensemble Napoléon-Lunel, il se trouve des bancs de « pierre » qu'il faut éliminer. En sorte que l'épaisseur exploitable se réduit à une soixantaine de mètres, répartie en une douzaine de niveaux.

Ces marbres ont été étudiés du point de vue pétrographique par H. DERVILLE qui a montré l'importance des organismes, notamment des Algues, dans la constitution des marbres. C'est ainsi qu'il existe des marbres formés essentiellement d'organismes, des marbres formés de fragments d'organismes noyés dans une pâte de débris, des marbres formés uniquement de débris d'organismes et enfin des marbres rassemblant tous ces caractères à la fois.

La succession des marbres dans la série stratigraphique, malgré quelques variations locales, s'établit, dans l'ensemble, suivant le tableau de la figure 3 (tableau ci-après).

A noter que les successions établies par les exploitants n'ont qu'une valeur locale et n'ont pas forcément une valeur stratigraphique. Les marbriers définissent, en effet, les variétés de marbres par leurs aspects décoratifs et ceux-ci peuvent s'échanger latéralement et verticalement suivant le développement des organismes qui les ont édifiés. Toutefois, certains marbres comme le Banc Macarné et le Napoléon grand mélange, équivalent de la Grande Brèche de Namur, ont une position stratigraphique bien définie.

Sous la direction du chef d'exploitation, les membres de la Société peuvent observer les principaux types de marbres en se promenant au milieu des blocs ramenés à la surface.

Les participants se dirigent ensuite vers le front septentrional de la carrière où ils peuvent observer la remontée des bancs calcaires à l'approche de la Faille de Ferques.

Une discussion s'engage entre MM. A. BONTE et P. DUMON au sujet du tracé de la Faille de Ferques, traversée autrefois par le puits de la Fosse Frémicourt. En réalité, la Faille de Ferques passe un peu au Nord du front actuel. (Quelques jours après la fin de l'excursion, M. A. BONTE a, en effet, observé avec des paquets d'argiles rhétiennes, des grès et schistes houillers affleurant le long du chemin reliant le concasseur au fond de la carrière.)

M. PIRLET, qui s'est attardé dans l'observation minutieuse de certains niveaux, signale qu'il reconnaît dans les bancs alternés du

| ASSISES | VARIÉTÉS |
|---|---|
| Calcaire noir de Réty | |
| Marbre Joinville 60 m | 0,60 dont Joinville rose 0,60 dont Joinville bleu |
| Marbre Napoléon 20 m | 3,50 Rubané n° 1 = Rubané véritable 1,50 Napoléon gris (tigré clair) « Pattes d'alouettes » 2,50 Rubané n° 2 = Rubané Notre-Dame A 1,20 Napoléon tigré (tigré vrai) 4 à 5,00 Napoléon grand mélange 1,00 « Gra'mères » 2,00 Brèches d'organismes 1,60 Brèche de rubané 1,00 Brun fleuri (banc zonaire origine du grand mélange) |
| Calcaire Lunel 60 m | Lunel Notre-Dame B Lunel uni Loupinnes Moucheté Loupinnes Lunel fleuri « Bouffées de pipe » « Peau de Panthère » « Banc Macarné » Dolomie à <i>Lithostrotion martini</i> |
| Calcaire du Haut-Banc 50 m | Au milieu de l'assise 0,70 « Henriette » (frisé) 0,70 « Caroline » (ondulé) |
| Dolomie du Hure 100 m | |
| Calcschistes de la Vallée Heureuse 20 m | |

FIG. 3. — Tableau stratigraphique

| ORGANISMES | ZONES | ÉTAGES |
|--|--|-------------|
| | <i>Pr. latissimus</i> | VISÉEN |
| | <i>Pr. giganteus</i> | |
| <i>Corydopodium pruvosti</i> <i>Stylocodium rhopaloides</i> | <i>Pr. undatus</i> | |
| <i>Mitcheldeania zonata</i> | <i>Pr. cora</i> | |
| <i>Polymorphocodium lapparenti</i> <i>Corydopodium laminare</i> | <i>Pr. cora</i> | |
| | <i>Dav. llangollensis</i> | |
| | <i>Can. patula</i> | TOURNAISIEN |
| | <i>Sp. tornacensis</i> <i>Zaphr. konincki</i> | |

Viséen des analogies, sinon des identités, avec les formations homologues qu'il a étudiées dans la région située entre Namur et Liège.

Dans la partie sud de la carrière, le Calcaire carbonifère est recouvert par les Sables et Marnes d'Hydrequent à *Ostrea soverbyi* surmontés eux-mêmes par le Calcaire de Rinxent (Bajocien-Bathonien). Les participants peuvent admirer la surface d'abrasion à la base des formations jurassiques transgressives sur le socle paléozoïque. Cette surface est cependant accidentée de couloirs et de fosses parfois profonds, à l'intérieur desquels les formations jurassiques se sont infléchies, et qui représentent des poches de dissolution postérieures au dépôt.

Ces poches sont fréquentes à la surface des calcaires viséens et leur origine est variée (fig. 4). On peut les classer en 3 types : 1° Certaines (I), emplies de sédiments rhétiens (sables et argiles noires à plantes), ont été tronçonnées par la transgression jurassique dont les couches sont demeurées horizontales; elles sont donc anté-bathoniennes. 2° D'autres (II) montrent, au-dessus de Rhétien, des dépôts bathoniens qui se sont infléchis également dans la poche; elles sont donc mixtes : amorcées avant le Bathonien, elles ont continué à jouer après la transgression médio-jurassique. 3° D'autres enfin (III) comportent un remplissage uniquement bathonien et sont donc post-bathoniennes. Ces dernières, qui sont probablement d'origine récente, jouent encore à l'heure actuelle ainsi que l'atteste le comblement axial par les limons de surface.

Il convient de rappeler qu'à la Carrière de la Dolomie, étudiée en fin de matinée, le remplissage des poches était constitué par des sables albiens. Leur âge était donc post-albien.

Une visite rapide de la carrière de Leulinghen permet d'observer à nouveau de nombreuses poches de dissolution à remplissage rhétien : sables et grès, argiles noires ligniteuses; l'une d'elles en particulier, recouverte de bathonien horizontal, appartient bien au premier type défini ci-dessus.

La visite de la carrière de Leulinghen avait pour but d'essayer de voir la Faille de Ferques. Malheureusement, les travaux ne sont pas assez avancés et on peut simplement constater l'abondance des poches de dissolution dans un calcaire disloqué qui annonce le grand accident.

Il est intéressant de noter qu'à l'heure actuelle le développement des carrières de Calcaire carbonifère tend de toutes parts vers la Faille de Ferques qui limite les deux grandes zones d'exploitation que constituent le Massif de Ferques au Nord, le Massif du Haut-Banc au Sud. La carrière de Dolomie comme la carrière de Leulin-

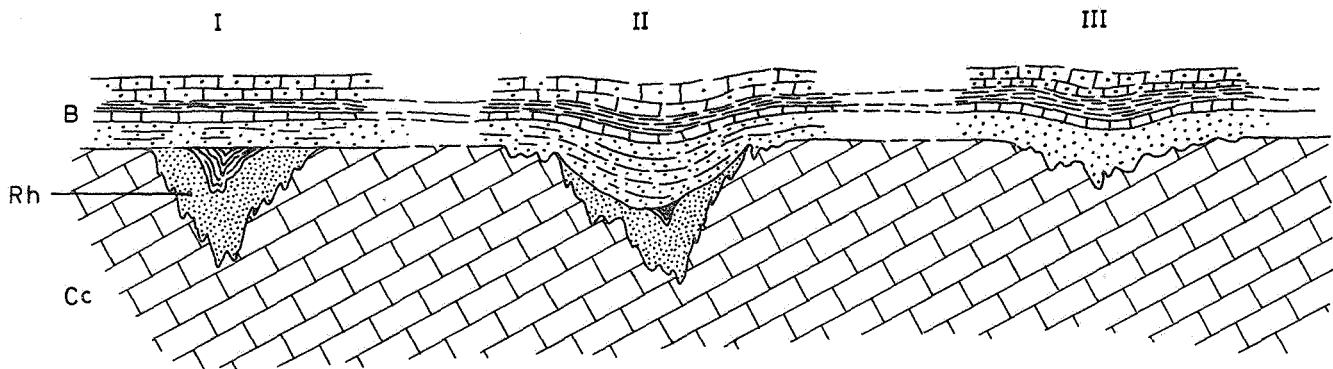


FIG. 4. — Les poches de dissolution dans le Dinantien.

I : Poche anté-bathonienne; II : Poche mixte; III : Poche post-bathonienne.
 Cc : calcaire carbonifère; Rh : Rhétien; B : Bathonien.

ghen s'en approchent vers le Sud. La Carrière Napoléon et surtout la Carrière de la Vallée Heureuse s'en approchent vers le Nord. Dans quelques années, on pourra sans doute étudier en surface cette grande faille qui n'était jusqu'ici connue que par les travaux souterrains.

A la fin de la journée, M. H. PIRLET nous quitte pour rejoindre Liège.

JOURNÉE DU 10 SEPTEMBRE 1966.

La journée a été consacrée à l'étude de la partie des falaises jurassiques comprise entre Boulogne-sur-Mer et Wimereux, étude stratigraphique et sédimentologique, coupée de quelques digressions sur la tectonique du Boulonnais (fig. 5).

Au départ de Boulogne, les participants gagnent la plage qu'ils vont ensuite suivre à pied jusqu'à Wimereux.

La première partie de la coupe correspond à l'Anticlinal de la Crêche au Sud de la Pointe de la Crêche qui sert d'amorce à la digue nord du Port de Boulogne. On peut y observer, en continuité, toute la série du Jurassique supérieur, de la partie inférieure du Kimméridgien jusqu'au Purbeckien, lui-même surmonté par les argiles wealdiennes.

La succession s'y établit comme suit :

Wealdien : *W.* Argiles grises ou violacées ligniteuses.

Purbeckien : *P.* Calcaires lacustres à *Anisocardia socialis* (3 m).

Portlandien supérieur : *Ps.* Sables et grès calcaireux à *Trigonia gibbosa* (15 m).

Portlandien moyen :

*Pm*₃. Argiles glauconieuses et calcaires noduleux à *Ostrea expansa* (10 m).

A la base niveau à grandes Ammonites A.

*P*₃. Niveau phosphaté de la Tour de Croï.

*Pm*₂. Argiles grises à *Exogyra dubiensis* avec bancs calcaires (10 m).

B. Banc à *Lima bononiensis*.

*Pm*₁. Argiles feuilletées noires à *Anomya loevigata* (8 m).

*P*₂. Niveau phosphaté.

Bjx. 2 ou 3 bancs calcaréo-marneux, dits bancs-jumeaux.

*P*₁. Niveau phosphaté de la Rochette.

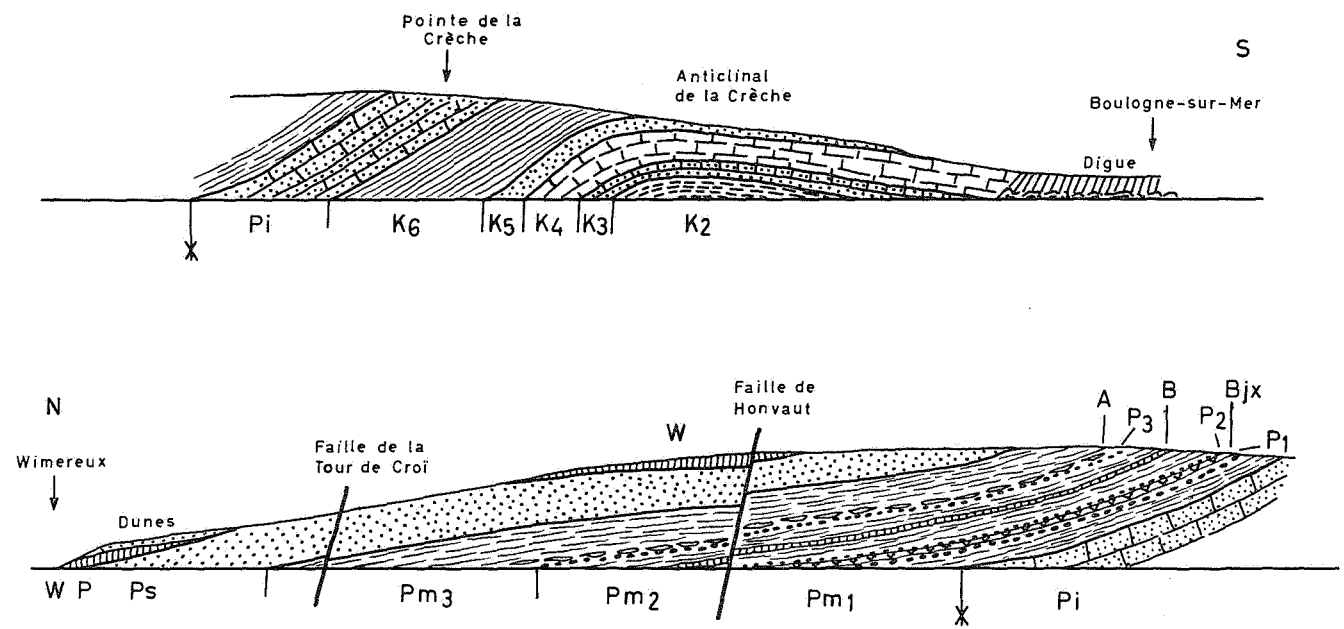


FIG. 5. — Coupe de la falaise jurassique, de Boulogne-sur-Mer à Wimereux.

La même numérotation a été utilisée pour la figure et la description des étages dans le texte.

Portlandien inférieur : *Pi.* Grès de la Crèche (15 m).

Masse supérieure, avec le banc à *Perna rugosa* et *Harpagodes*.
Marnes sableuses.

Masse inférieure à *Trigonia peltati*.

Kimméridgien :

K6. Argiles feuilletées de Châtillon, avec bancs calcaires à la base (28 m).

K5. Sables et grès de Châtillon (5 m).

K4. Marnes et calcaires marneux du Moulin Wibert (15 m).

K3. Sables et grès de Connincthun (5 m).

K2. Marnes du Moulin Wibert (30 m).

K1. Calcaire de Brecquerecques avec ses « 13 bancs » (non observé).

ÉTUDE DE LA FALAISE.

KIMMÉRIDIEN.

K2. La coupe débute par les *Marnes du Moulin Wibert* où l'on peut constater à la base l'existence de petits lits calcaires dont un lit glauconieux reconnaissable en sondage.

K3. Les *Sables et grès de Connincthun*, en continuité avec les Marnes du Moulin Wibert sont surtout caractéristiques vers le sommet, où ils renferment un banc épais de grès grossier glauconieux.

K4. Puis viennent les *Marnes et calcaires marneux du Moulin Wibert*, formés d'alternances de marnes légèrement sableuses et de bancs de calcaires fins et de lumachelles à *Exogyra virgula*, avec deux passages de marnes claires à filets sableux blancs très sensibles à l'imprégnation par l'eau. La stratigraphie de détail de cet ensemble est très régulière et a permis de faire des corrélations extrêmement précises à travers les sondages effectués dans le port de Boulogne pour la construction des nouveaux quais. Tous les aménagements portuaires s'appuient sur un banc épais facilement reconnaissable, seul élément susceptible, dans une série assez médiocre, de servir d'assise pour des ouvrages lourds.

K5. Les *Grès de Châtillon* et les sables qui en dérivent par dissolution superficielle (grès en boules) ont une épaisseur régulière et

tranchent par leur couleur jaune sur les formations environnantes; mais souvent ils sont masqués par des coulées boueuses provenant des Argiles de Châtillon.

K6. Les *Argiles de Châtillon* présentent dans leur masse plusieurs passages schisteux dus à de fins délits sableux et micacés. Vers la base, il existe quelques bancs de lumachelles et des horizons à grosses miches de calcaire cloisonné de type septaria. Un passage de marnes très claires constitue un horizon de mauvaise tenue, en raison de la présence de fins lits de sable blanc, qui facilitent l'imprégnation par l'eau.

PORTLANDIEN.

Les grès du Portlandien inférieur forment la retombée nord de l'Anticlinal de la Crèche. Ils sont difficiles d'accès, mais on peut les examiner aisément dans les éboulis de la falaise, notamment, le Poudingue à *Trigonia pellati*.

Près des anciens travaux de la digue nord, des masses globuleuses plus ou moins hémisphériques et collées au toit, apparaissent à deux reprises dans les intercalations marneuses situées entre les Grès de la Crèche inférieurs et supérieurs. M. P. MACAR souligne l'analogie de forme avec les pseudo-nodules qu'il a étudiés.

Avant de passer au Nord de la Pointe de la Crèche, où les couches redeviennent pratiquement horizontales, il importe de remarquer que l'Anticlinal de la Crèche, comme tous les plis qui ont été décrits dans le Jurassique du Boulonnais, n'est pas un anticlinal dû à une poussée tangentielle, mais représente la manifestation en surface de mouvements verticaux ou obliques du socle. En effet, toutes les failles qui affectent ce même Jurassique, sont des failles verticales entre lesquelles les assises primitivement horizontales sont simplement basculées et affectées, le plus souvent, de pendages très faibles.

Dans le cas particulier de la Crèche, la forme anticlinale est exagérée par un effet de perspective, en raison de l'obliquité de la pointe de la Crèche par rapport au pendage des couches qui, dans l'ensemble, plongent vers la mer.

Des photographies aériennes anciennes, réalisées avant le colmatage de la plage, provoqué par la fermeture de la digue, montraient vers 1944 de nombreuses petites failles obliques à faible rejet affectant les affleurements de la plage et qui correspondent à la rupture du panneau de la Crèche gauchi par la déformation qui a donné naissance à l'anticlinal.

De la pointe de la Crèche à Wimereux, la falaise devient très

régulière, et on peut remarquer la continuité de la stratification, notamment dans le Portlandien moyen qui forme la base de la falaise. C'est ainsi qu'on peut observer, à loisir, les différents niveaux phosphatés P_1 , P_2 , P_3 , qui ont été étudiés autrefois par P. PRUVOST, et les bancs calcaires (bancs-jumeaux B_{jx} et banc à *Lima* B).

Cette continuité n'est interrompue que par un accident vertical local, la Faille de Honvaut, qui intéresse également le Wealdien au sommet de la falaise (faille épicrotécée).

Au Sud de l'éperon de la Tour de Croï, on peut examiner de près, encadrés par les niveaux phosphatés P_1 et P_2 , les bancs-jumeaux B_{jx}, formés ici de 2 bancs parallèles qui provoquent de la part de M. P. MACAR les observations suivantes.

L'un des bancs se montre formé de masses séparées subarrondies, parfois allongées suivant le banc, parfois avec protubérances arrondies vers le bas. Par analogie avec les observations faites dans les pseudo-nodules, et en rappelant d'autre part les observations de M. J. BELLIERE ⁽¹⁾ sur la structure du « macigno » de Souverain-Pré, M. P. MACAR pense qu'il s'agit d'un banc calcaire originel, encore plastique, qui s'est fragmenté peu après sa formation, peut-être par glissement et étirement sur la couche de boue argileuse sous-jacente, qui l'entraînait en fluant latéralement. Les protubérances basales arrondies résultent d'un affaissement du banc calcaire, localement plus épais ou plus lourd, dans la boue sous-jacente.

A la limite du Portlandien moyen et du Portlandien supérieur, il y a passage progressif des marnes aux grès, et il a fallu prendre une limite conventionnelle qui a été choisie au changement de teinte de bleu en jaune correspondant à une différence de perméabilité.

Nous atteignons alors Wimereux où M. J. DE HEINZELIN, arrivé quelques instants plus tôt, se joint à nous, et nous terminons la matinée le long de la falaise nord de Wimereux, pour étudier à nouveau, dans des conditions excellentes, les bancs-jumeaux et les niveaux phosphatés qui les encadrent, ce qui donne lieu de la part de MM. P. MACAR et P. MICHOT à des observations très intéressantes.

Ici les deux bancs-jumeaux de la falaise sud passent à trois bancs, par dédoublement de l'un des deux précédents. Le banc supérieur est à peu près régulier. Le banc moyen est fortement perturbé. Le banc inférieur présente un stade intermédiaire.

La surface supérieure du banc inférieur, dégagée localement, montre des protubérances arrondies, allongées Est-Ouest (perpen-

⁽¹⁾ BELLIERE, J., 1951, Contribution à l'étude des faciès calcaireux des psammites du Condroz (Famennien belge). (*Proceedings Third Congr. Intern. of Sedimentology*, Wageningen, pp. 57-65.)

diculairement à la falaise). M. P. MACAR rappelle à ce sujet que les pseudo-nodules montrent d'ordinaire un allongement systématique, dans une direction qui s'est révélée parallèle au rivage, là où l'orientation de ce dernier a pu être précisée. Il pense que la structure observée ici pourrait avoir une origine comparable. Elle pourrait provenir d'un étirement différentiel dû, soit au fluage de l'argile sous-jacente vers le large, comme supposé ci-dessus, soit à des courants de retour des vagues entraînant la masse calcaireuse molle dans cette direction.

M. P. MICHOT constate la présence d'une schistosité grossière subverticale parallèle à l'allongement des protubérances.

M. P. MICHOT et M. P. MACAR font remarquer qu'un joint de stratification resté parfaitement plan, à quelques dm au-dessus de la couche médiane très perturbée, montre que la déformation a précédé la formation de ce joint, et n'a donc pu s'effectuer qu'immédiatement après le dépôt du banc, ou sous une charge très faible.

Pour M. P. MACAR, les trois bancs montrent simplement, en gros, des stades divers d'un même phénomène, à peine ébauché pour la couche supérieure, plus avancé pour la couche inférieure, et très bien développé dans la couche moyenne.

Les participants se réunissent ensuite pour le déjeuner à l'Hôtel du Centre à Wimereux.

A la fin du déjeuner, M. P. MICHOT, président de session, nous fait part de tous ses regrets de devoir nous quitter pour rejoindre Liège où les devoirs de sa charge de Professeur le rappellent. Il remercie M. A. BONTE pour la préparation scientifique des excursions qu'il a dirigées avec beaucoup de compétence et d'amabilité. Il se déclare particulièrement satisfait des observations qu'il a pu faire dans les formations dinantiennes du Boulonnais où, avec l'accord des géologues lillois, il compte bien revenir pour poursuivre des études sédimentologiques plus complètes. En terminant, il formule le souhait d'une fructueuse collaboration entre les géologues français et belges, et, pour la Session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie, ses vœux les plus sincères pour la réussite complète de ces journées.

Après le départ de MM. P. et J. MICHOT, c'est le vice-président, M. G. MORTELMANS, qui prend officiellement la charge de président de session.

Après le déjeuner, M. A. BONTE conduit les participants en un point de la falaise, au Sud d'Audresselles, où sera évoqué le problème de la structure du Boulonnais.

LA FAILLE D'AUDRESSELLES.

(Fig. 6.)

La construction d'un blockaus par les Allemands, durant la guerre 1939-1944, a mis a découvert, au Sud d'Audresselles, la base de la falaise, créant ainsi des conditions d'observation exceptionnelles, qui tendent malheureusement à disparaître, en un point où un accident directionnel aboutit au rivage.

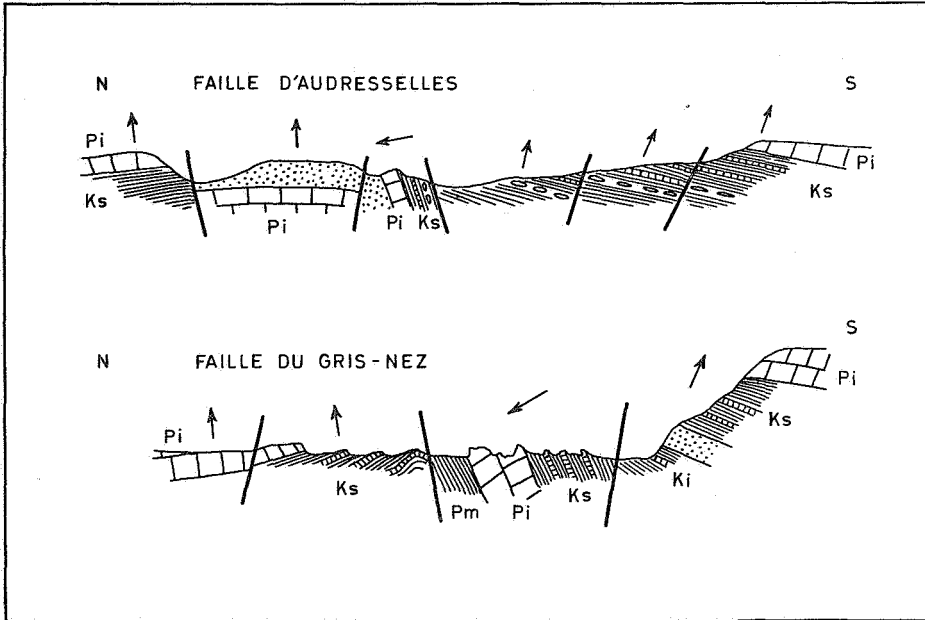


FIG. 6. — Coupes comparées de la Faille d'Audresselles et de la Faille du Gris-Nez.

Pm : Portlandien moyen; Pi : Portlandien inférieur; Ks : Kimméridgien supérieur;
Ki : Kimméridgien inférieur.

Les flèches indiquent le sens de la succession normale.

On peut ainsi observer, entre deux panneaux formés d'Argiles schisteuses de Châtillon (Kimméridgien supérieur) surmontées de Grès de la Crèche (Portlandien inférieur) et apparemment en continuité horizontale, une zone perturbée de 100 m de largeur environ. Dans cette zone cinq failles dont deux surtout sont importantes, délimitent trois panneaux affaîssés, un au Nord, deux au Sud, enca-

drant une bande étroite formée de Kimméridgien supérieur et de Portlandien inférieur renversés localement.

Cette zone perturbée se poursuit sur la plage, où elle peut s'observer lorsque la couverture sableuse est déblayée par la mer; mais avec une structure extrêmement variable car la structure transversale n'a aucune continuité longitudinale.

On se trouve ainsi en présence d'une languette tectonique complexe, prise entre des panneaux réguliers, et qui est caractéristique des perturbations locales des zones de distension.

Cette structure est absolument identique à celle de la Faille du Gris-Nez, beaucoup plus difficile à interpréter. Il faut remarquer, en effet, que la Faille du Gris-Nez n'a pu être observée qu'en direction et par son affleurement sur une plage encombrée de dépôts sableux très changeants, alors qu'à Audresselles, l'accident peut être observé, de façon tout à fait exceptionnelle, en coupe transversale.

Cette observation est à rapprocher des considérations développées précédemment à propos de l'Anticlinal de la Crèche. Dans l'ensemble, il faut considérer les failles longitudinales du Boulonnais comme des accidents complexes, certes, dans le détail, mais assimilables à de simples failles de distension dans un massif en voie de surrection. Elles correspondent à la répercussion dans la couverture de failles profondes du socle paléozoïque dont les lignes directrices ont joué tardivement.

L'âge de ces déformations est difficile à préciser, mais on peut affirmer que les accidents observés dans le Jurassique se continuent, au moins pour partie, dans le Crétacé (faille de Honvaut, vue le matin) prolongeant ainsi les failles épicrotécées de l'Artois.

M. A. BEUGNIES attire l'attention des participants sur la signification réelle de l'accident d'Audresselles, qui est essentiellement une faille de distension longitudinale et subverticale. A l'endroit observé, l'allure des terrains de part et d'autre de l'accident central pourrait faire penser à une faille de chevauchement, alors qu'il s'agit d'une structure purement locale. Dans le contexte des formations secondaires du Boulonnais, une faille de chevauchement paraît en outre peu probable. Par contre, transposé dans le domaine hercynien de l'Ardenne, un tel accident serait interprété comme une faille de chevauchement. C'est la raison pour laquelle plusieurs décrochements affectant les formations paléozoïques de l'Ardenne ont été interprétés comme des failles de chevauchement. A ce titre, la Faille d'Audresselles constitue un exemple à méditer pour les géologues ardennais.

Vers 18 heures, les participants se rendent à l'Institut de Biologie maritime de Wimereux où ils sont reçus par le Directeur, M. le Prof^r R. DEFRETIN et M^{me} DEFRETIN, vice-président de la Société géologique du Nord. Au cours d'un exposé préliminaire, M. R. DEFRETIN retrace l'histoire du Laboratoire de Wimereux et rappelle la participation de la Belgique dans l'œuvre entreprise. Pendant la visite, les participants ont tout le loisir d'apprécier l'efficacité des installations de Wimereux qui constituent un modèle du genre, tant pour les exigences de l'enseignement que pour celles de la recherche. Au terme de la visite, les participants sont conviés à un vin d'honneur offert par M. et M^{me} DEFRETIN. A la fin de la réception, M. G. MORTELMANS, en sa qualité de président de session, remercie M. et M^{me} DEFRETIN pour leur charmant accueil et souligne les mérites du Professeur R. DEFRETIN dans la réalisation de l'Institut de Biologie maritime de Wimereux, dont la renommée a depuis longtemps franchi les frontières de la France.

Au terme de cette deuxième journée, M. A. BONTE est heureux de constater l'intérêt qu'a suscité, parmi ses collègues belges, la visite de quelques points du Boulonnais.

Les discussions et les échanges d'idées qui ont émaillé ces journées montrent tout l'intérêt qu'il y a, du point de vue scientifique, à repenser des interprétations devenues classiques à la lumière d'observations faites en d'autres lieux et avec d'autres conceptions.

Il souhaite que ce premier échange soit le prélude d'une collaboration plus poussée, afin d'harmoniser les points de vue pour une meilleure compréhension des phénomènes sédimentaires et tectoniques.

Après le dîner à l'Hôtel Meurice à Boulogne, une réunion est prévue, au cours de laquelle M. J. DE HEINZELIN fait un exposé introductif à la journée du lendemain consacrée à l'étude du Quaternaire.

La séance est levée vers 22 heures.

JOURNÉE DU 11 SEPTEMBRE 1966.

Planations du Boulonnais et de la Flandre française,

par J. DE HEINZELIN.

Une confrontation du paysage et de la carte topographique de cette région m'a conduit à y individualiser un certain nombre de surfaces morphologiques dont les témoins sont fréquemment recouverts de cailloutis roulés et dont l'origine est donc essentiellement fluviale. Bien souvent les paquets caillouteux ont été repris et étalés par des cryergies et des ruissellements ultérieurs.

La méthode suivie dans l'élaboration des graphiques est rudimentaire. Elle consiste à cocher de hachures différentes les replats, cols et sommets principaux suivant leur altitude, puis à les projeter sur un profil en long en négligeant dans la mesure du possible les traits d'origine structurale. Il va sans dire que l'application de critères plus serrés est souhaitable, mais le temps dévolu à la préparation de l'excursion de la Société m'y a fait renoncer.

La définition précise des planations ainsi individualisées est donc dans une certaine mesure sujette à revision, mais la présente analyse permet déjà de situer un certain nombre d'états moyens du paysage au cours d'une série de développements cycliques. Dans les corrélations et les datations proposées à leur suite je me suis efforcé d'intégrer au mieux les données aujourd'hui accessibles; ce schéma est destiné à servir de point de départ à la discussion. On voudra bien le considérer comme un document de travail proposé à la critique.

1. PLANATIONS DU BOULONNAIS.

(Fig. 1, 2 et 3.)

1.1. Surface-enveloppe.

Cuesta nord : 163 m au Mont de Couple; s'abaisse à 112 m à Caffiers; 150 m au bord de la Forêt de Guines; 185 à 152 m au nord du Pays de Licques; vers 200 m au sud-ouest du Pays de Licques.

Points culminants sur l'axe de l'anticlinal : 210-211 m.

Cuesta sud : 200 à 205 m dans toute sa partie orientale; relayée à l'ouest de Samer par le Mont Violette, 176 m et le Mont Saint-Frieux, 152 m.

Cette surface-enveloppe rejoint les bancs résistants du Crétacé supérieur, Turonien ou Cénomaniens. Ce n'est toutefois pas une surface structurale car elle recoupe ces terrains. Sa projection par-dessus l'évidement du Bas-Boulonnais laisse présumer un bombement qui ne s'est guère élevé au-dessus de 215 m sous le méridien de Desvres et à peine un peu plus sous le méridien de Boulogne.

Ce bombement résulte de la déformation épirogénique d'une surface préexistante, à la suite de la « phase artésienne » des dislocations du Boulonnais (1).

1.2. Bassin de la Liane.

1.2.1. Un certain nombre de collines et de massifs résiduels dominent le relief du Bas-Boulonnais.

Mont-Lambert : sommet à 189 m et replat à 152 m.

Mont d'Herquelingue : 154 m.

Massif de la Forêt de Boulogne : 134 m.

Massif de la Forêt de Desvres : 125 m.

On peut admettre que ces derniers massifs, quoique isolés, jalonnent une hypothétique Surface de la Forêt de Boulogne, vers 135 m. C'est en effet à cette même altitude que se situent les cols perchés les plus élevés qui entaillent la ceinture du Crétacé : Col d'Escœuilles à 133 m, Col de Tingry à 128-130 m.

Le Col d'Escœuilles s'ouvre sur le réseau de drainage du Pays de Licques et le Col de Tingry, large de 2 km, correspond vraisemblablement à l'ancienne percée conséquente de la Liane (2).

Une grande partie du réseau du Bas-Boulonnais avait encore à ce moment un drainage externe et non autonome.

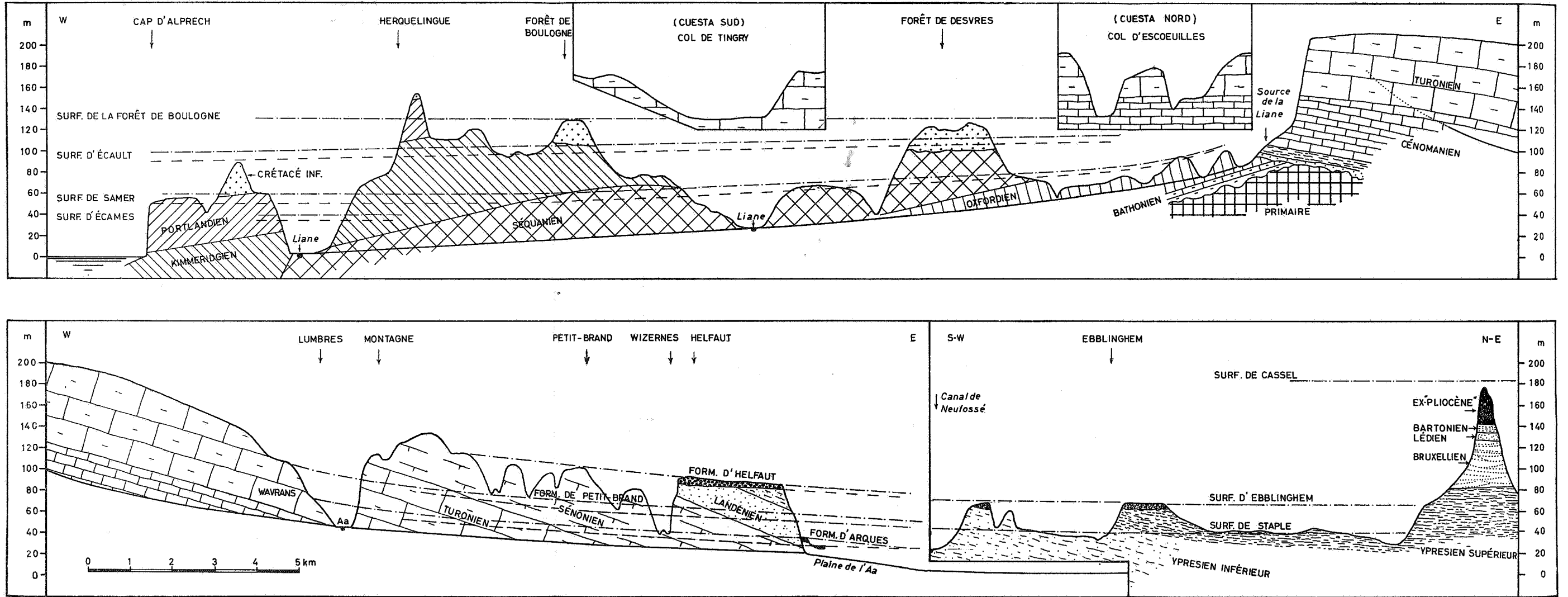
1.2.2. Les premiers replats strictement internes descendent de 110 m en amont à 90-100 m en aval : Surface d'Ecault. Légèrement en contrebas s'alignent des replats qu'on peut malaisément séparer des précédents, de 100 m en amont à 75-85 m en aval.

Sur le plateau d'Equihen, à l'altitude de 90 m environ, A. BONTE a décelé à deux reprises une « masse d'éléments remaniés très brassés que l'on pourrait assimiler à une nappe de solifluxion et, de part

(1) PRUVOST, P., 1924.

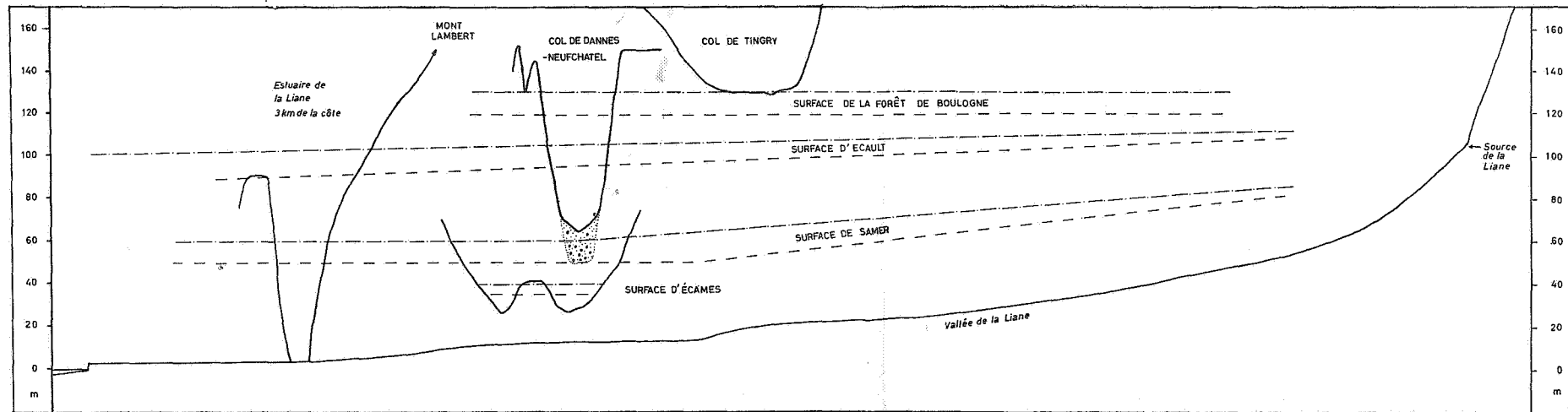
(2) PINCHEMEL, P., 1954, p. 418. Je n'ai vu de cailloutis roulés qu'en un seul point du col, en surface des champs et peut-être apportés.

Au sud de Desvres existe aussi le Col de la Course ou de Courset, perché à 175 m d'altitude entre des plateaux à 205-209 m; cette minime entaille, dépourvue de dépôts, est peut-être une échappée plus ancienne encore de la Haute-Liane.



PROFIL AU TRAVERS DU BOULONNAIS, DE L'ARTOIS ET DE LA FLANDRE FRANÇAISE

Fig. 1. — Profil général au travers du Boulonnais, de l'Artois et de la Flandre Française. Hauteurs 25x.



PROFIL EN LONG DE LA VALLÉE DE LA LIANE

FIG. 2. — Profil en long de la Vallée de la Liane (schématique). Hauteurs 50x.

et d'autre, des dépôts finement lités » (1). On peut présumer que la nappe de solifluxion fut, lors de sa formation, continue et qu'elle est similaire à la nappe du 300 ft level du Weald (voir ci-après).

Une génération de replats bien définissable descend de 80-85 m en amont à 65-70 m au sortir de la Forêt de Desvres, puis se maintient à 50-60 m : Surface de Samer.

Des paquets de cailloutis de silex couvrent les flancs de la butte occidentale de Samer, à 60-70 m environ.

Dans la région de Hesdin-l'Abbé, des replats s'alignent à 60 m d'altitude mais, dépourvus de cailloutis, ils sont principalement structuraux (Landacres).

Aux environs d'Ecames-Hesdigneul, des paquets résiduels de cailloutis coiffent deux collines à une cinquantaine de mètres d'altitude (2); ils proviennent d'une nappe qui a colmaté une dépression située en face du Col de Dannes-Neufchâtel.

Ce col est lui-même colmaté d'une forte épaisseur d'alluvions sur plusieurs kilomètres de longueur et jusqu'à l'altitude de 65 m environ (3).

Entre le Col de Dannes-Neufchâtel et la Liane s'étend une dépression approximativement limitée par la cote de 35 m. Elle s'ouvre vers l'ouest à l'altitude de 30 m, au Col du Choquel. Le ruisseau d'Ecames qui la draine rejoint la Liane par un étroit défilé. Cette Surface d'Ecames marque le moment de la capture définitive du bassin amont par la Basse-Liane.

Celle-ci suit la Faille de la Liane (4), décrochement du Jurassique.

Le réseau hydrographique de la Liane s'est donc progressivement et de plus en plus étroitement adapté aux lignes structurales pré-existantes, ce que laissait déjà suggérer la disposition sensiblement orthogonale d'une grande partie de ce réseau.

D'est en ouest, les cols perchés ont des altitudes de plus en plus basses : 175, 128, 65, 30 m; les captures successives furent réalisées par des troncs de rivières de plus en plus proches du littoral.

(1) BONTE, A., COLLIN, J.-J., GODFRIAUX, I., LEROUX, B., 1958.

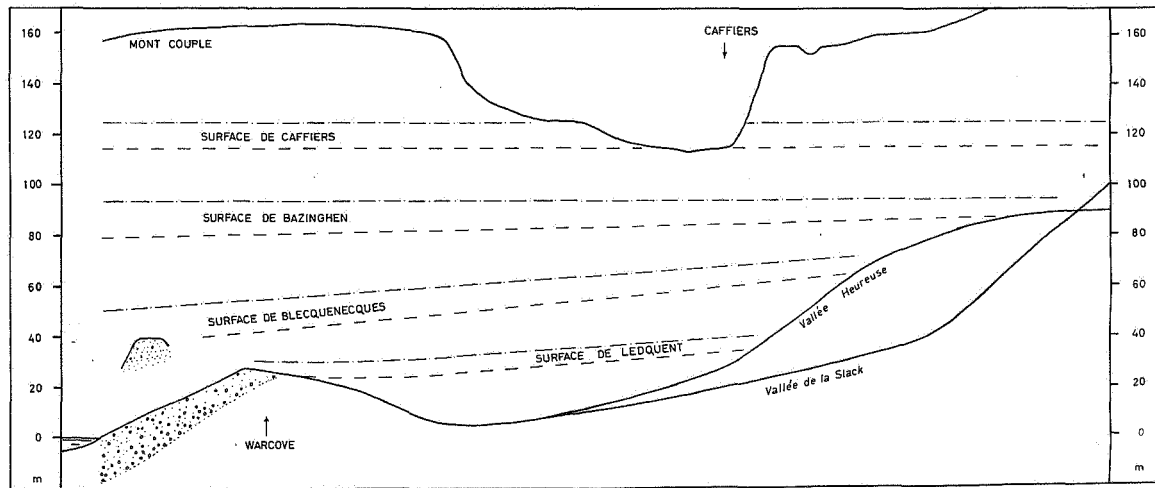
(2) Composition des cailloutis en %.

Monticule ouest : silex fracturés et parfois éolisés : 86; silex fracturés et roulés : 6; Jurassique, grès et poudingue limonitiques : 4.

Monticule est : silex fracturés : 82; silex fracturés et roulés : 8.

(3) Épaisseur de 12 m à Neufchâtel. Notice explicative 3^e éd. Carte géologique de Boulogne-sur-Mer. La coupe de la tranchée de chemin de fer est aujourd'hui tout à fait dégradée et couverte de végétation.

(4) PRUVOST, P., 1924.



PROFIL EN LONG DU RESEAU DE LA WARCOVE

Fig. 3. — Profil en long du réseau de la Warcove (schématique). Hauteurs 50x.

1.3. Bassin de la Warcove (actuellement Slack et Vallée Heureuse).

1.3.1. Le nom de Warcove a été donné au bassin anciennement drainé par-dessus le Col de Warcove, qui comprenait la Vallée Heureuse et la Haute-Slack et qui fut ultérieurement capté par la Basse-Slack (1).

Ce bassin est limité au nord par la ceinture de Crétacé, laquelle culmine à 163 m au Mont de Couple et à 185 m au Bois d'Herme-linghen.

Ce rebord est entaillé par la large Échancrure de Caffiers entre 115 et 125 m, laquelle avec quelques replats internes à même altitude jalonne la Surface de Caffiers. Le drainage était encore externe à cet endroit, conséquent à la retombée septentrionale du Dôme de l'Artois, c'est-à-dire vers le nord-est. Il s'écoulait sur un paquet sédimentaire de Tertiaire qui a disparu depuis.

1.3.2. Les premiers replats entièrement internes se localisent entre 80 et 95 m d'altitude : Surface de Bazinghen.

Une seconde génération de replats descend de 70 m en amont à 40-50 m en aval : Surface de Blecquenecques. Elle rejoint la phase finale de l'alluvionnement de la Formation de Wissant qui a colmaté l'ancienne embouchure de la Warcove. Ce paquet sédimentaire atteint encore l'altitude de 45 m, mais son sommet a sans doute été originellement plus élevé (2).

La capture de l'ancienne Warcove par la Basse-Slack s'est effectuée au niveau de la Surface de Ledquent, jalonnée par des replats à 40 m en amont et 25-30 m en aval. C'est aussi l'altitude de la Percée morte de Warcove : 28 m.

La formation des « Argiles à biscuits » paraît s'inscrire dans cette surface. A. BONTE l'a retrouvée au carrefour de Rouge-Berne (alt. 20-25 m), ainsi qu'un équivalent probable au nord de la Pointe-aux-Oies (falaise de 25 m environ) (3).

Il est ici suggéré de donner à ces dépôts le nom de Formation de la Slack.

1.4. Corrélations entre surfaces.

En se basant sur les analogies internes et les similitudes de position des surfaces des deux bassins étudiés, on peut proposer les équivalences suivantes.

(1) DE HEINZELIN, J., 1963.

(2) Il me semble, d'après la nature du sol, que la Butte Carlin (58 m) en est un témoin, mais ceci devrait être vérifié par des sondages plus profonds.

(3) BONTE, A. et BROQUET, P., 1962; BONTE, A., 1963.

1.4.1. Surface de la Forêt de Boulogne = Surface de Caffiers.

L'évidement de la crête du dôme est déjà en grande partie accompli, environ 75 m ont été déblayés à partir du faite; le drainage est externe et conséquent : l'Échancrure de Caffiers, le Col d'Escœuilles et le Col de Tingry sont fonctionnels.

1.4.2. Surface d'Ecault = Surface de Bazinghen.

Réalisation des bassins amont de la Warcove et de la Liane. Parcours aval de la Warcove inconnu, à présent empiété par le Pas-de-Calais. Échappée de la Liane par le Col de Dannes-Neufchâtel.

1.4.3. Surface de Samer = Surface de Blecquenecques, précédée d'une incision importante au cours d'un bas-niveau marin. La surface d'équilibre rejoint le sommet d'épaisses accumulations sédimentaires dans les estuaires : Formation de Wissant, colmatage du Col de Dannes-Neufchâtel.

1.4.4. Surface d'Écames = Surface de Ledquent.

Échappée de la Liane par le Col du Choquel (puis par après capture du réseau par la Basse-Liane vers Boulogne). Capture de la Warcove par la Basse-Slack à Marquise. Accumulation sédimentaire de la Formation de la Slack.

2. PLANATIONS DE LA FLANDRE FRANÇAISE.

(Fig. 1 et 4.)

2.1. Monts de Flandre.

La chaîne des Monts de Flandre est un alignement de collines résiduelles qui prolonge vers l'ouest le bord méridional de la Formation des Sables de Diest du Hageland. A cette unité de disposition se joint l'unité de faciès des dépôts terminaux. Aussi bien dans le Hageland que dans les Monts de Renaix, les Monts de Flandre et les Noires Mottes se retrouvent les témoins analogues d'un même cycle sédimentaire comportant de la base au sommet : gravier de base marin, sables glauconifères grossiers à moyens, faciès régressifs variables soit chargés de lentilles de galets, soit chargés de lentilles de glaise, puissante rubéfaction et désilicifications postérieures à l'émersion.

Cette double liaison morphologique et lithologique des formations terminales a été mise en doute à plusieurs reprises, mais beaucoup d'auteurs ont cependant étendu à l'ensemble le nom de « Diestien », rangé par la plupart dans le Pliocène.

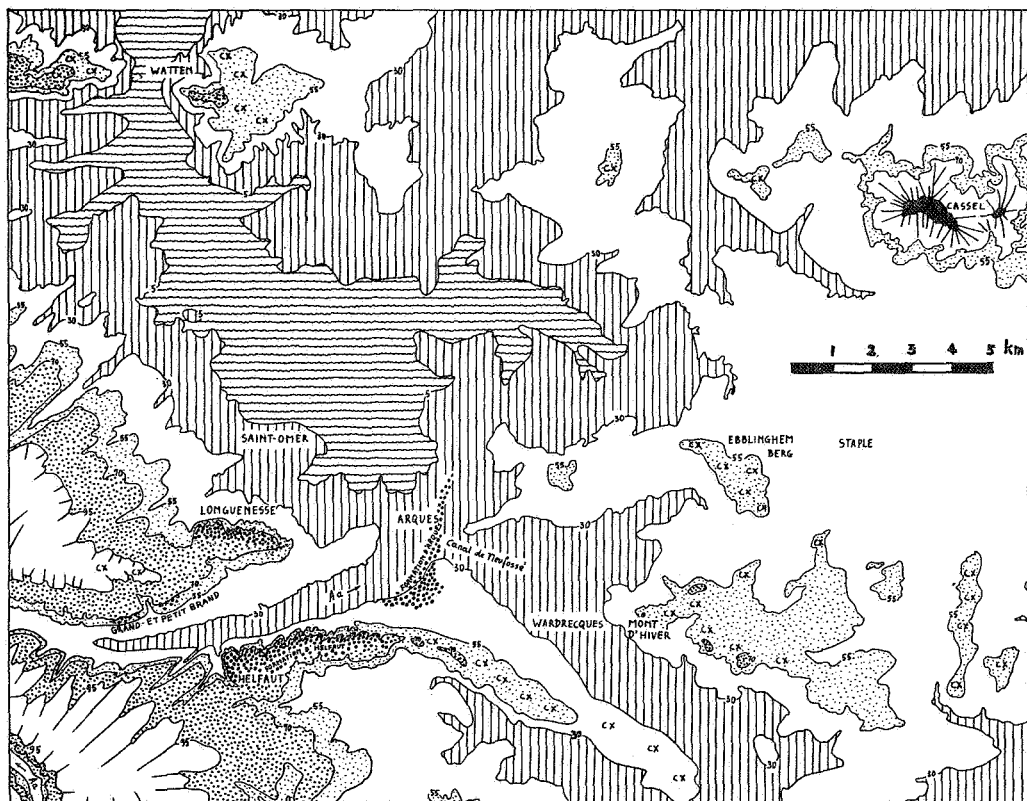


FIG. 4. — Courbes de niveau significatives en Flandre Française et répartition des principaux dépôts caillouteux.

Il faut s'entendre toutefois sur les critères d'identification employés et il est clair que l'altération rubéfiante, qui n'est autre que la base d'un paléosol tronqué ou l'extension secondaire de nappes de sesquioxides, doit être dissociée de la formation sédimentaire qu'elle atteint.

La méconnaissance de cette règle a fait du « Diestien » un criticable fourre-tout à propos duquel A. BONTE a pu écrire avec raison : « Le « Diestien » des Collines des Flandres est un dogme... qu'il sera bien difficile de déraciner... Cela ne signifie pas qu'il n'existe

absolument aucun dépôt diestien dans la région... mais... plus réduit qu'on l'a toujours figuré » (1).

Après avoir épuré les témoins sédimentaires vrais de leurs mimétiques, je ne vois guère de raison de les dissocier eux-mêmes en une pluralité de cycles transgressifs. L'unité sédimentaire représente encore l'hypothèse la plus satisfaisante. La datation Pliocène communément admise est toutefois sujette à révision car les Sables de Diest et les Sables de Deurne assimilés contiennent bon nombre d'espèces du Miocène supérieur (2). P. PRUVOST avait de longue date admis cette attribution (3).

Au Mont Cassel, le m¹ de la Carte Géologique, alias « Pliocène » de M. LERICHE (4), affleure de 140 à 175 m. Ceci fournit une mesure minimum de l'épaisseur du dépôt et de l'altitude atteinte par le comblement sédimentaire abandonné par la régression : Surface de Cassel estimée à 175 m minimum.

Sur l'Artois-Boulonnais, les témoins les plus élevés de sables rubéfiés se trouvent, démantelés, au Mont de Couple, à 163 m. Des blocs et débris de grès rouge se trouvent fréquemment remaniés dans diverses formations quaternaires du Boulonnais; ils y sont descendus de formations variées dont, pour une bonne part, celles du Néogène.

2.2. Déblaiement majeur.

Une érosion importante et de longue durée débutant au Pliocène a fait disparaître presque partout les formations sédimentaires comprises entre la Surface de Cassel et les replats de 65 à 70 m qui sont la première unité morphologique en contrebas : Cycle de Flandre pendant lequel une puissance d'environ 120 m de sédiments fut déblayée en Flandre Française.

2.3. Replats.

Les affleurements du « Diluvium » ou « Alluvions anciennes » ont été répertoriés par plusieurs auteurs (5).

(1) BONTE, A., 1965, Comité du Néogène Nordique, Rennes, 1965.

(2) GLIBERT, M. et DE HEINZELIN, J., 1955; GLIBERT, M., 1963; controversé par RASMUSSEN, L. B., 1966.

(3) PRUVOST, P., 1928, Notice explicative 3^e éd. Carte Géologique de Boulogne-sur-Mer : m¹ : Sables et grès de Diest... transgression marine... que l'on tend à rapporter actuellement au Miocène supérieur.

(4) LERICHE, M., 1921.

(5) BONTE, A., 1955, 1956; DUBOIS, G., 1920; GOSSELET, J., 1913, 1914, 1920.

GOSSELET rangeait tous les dépôts caillouteux qui couronnent les collines de moins de 100 m dans une seule formation : le « Diluvium des hauteurs » déposé dans un seul « bassin de décantation » (1920, p. 39) dont la surface « était déjà accidentée avant l'arrivée du dépôt caillouteux » (1920, p. 54). Toutefois, on conçoit mal, avec BONTE, « la mise en place de ce dépôt à allure désordonnée et qui conserve pratiquement les mêmes caractères, quelles que soient les conditions locales » (1955, p. 161).

Je me limiterai ici à la mise en évidence des replats majeurs de la topographie et à la relation de ceux-ci avec des nappes de cailloutis fluviales à l'exclusion des nappes de débris telles que l'argile ou limon rouge à silex. A l'encontre de ce que pensait GOSSELET (1920, pp. 38-39), les anciennes terrasses fluviales protégées par leurs cailloutis forment fréquemment les reliefs du paysage après érosion différentielle.

Les replats les plus élevés de la Flandre Française atteignent 65 à 70 m d'altitude : Surface d'Ebblinghem. Ils sont généralement recouverts de cailloutis. Leur extension est très générale et peut se suivre en aval jusque sur l'interfluve Lys-Escaut, Terrasse de Kruishoutem à 60 m d'altitude ⁽¹⁾, et à l'est d'Ypres, Terrasse de Gheluvelt à 57-59 m d'altitude ⁽²⁾.

Dans la Vallée de l'Aa, cette surface rejoint progressivement les épais dépôts de cailloutis grossiers du « Diluvium d'Helfaut » de la Carte Géologique : Formation d'Helfaut ⁽³⁾ culminant à 85-92 m d'altitude.

Face au débouché de la Vallée de la Hem, les cailloutis de la Forêt d'Eperlecques et du Mont de Watten (rive droite de l'Aa) ont une position similaire.

Le drainage était encore à ce moment conséquent au Dôme de l'Artois et s'insinuait entre les Collines de Flandre sans être dévié vers la Plaine maritime ni vers l'actuel emplacement de la Lys.

Une seconde génération de replats se situe à 40-45 m d'altitude : Surface de Staple. Ils sont généralement plus étalés et moins incisés que les précédents, parfois encore pourvus d'un drainage autonome. C'est probablement à ce moment que la ligne de partage

(1) DE MOOR, G., 1963.

(2) Zéro D de Belgique à — 2,30 m sous le N.G.F. des cartes françaises; chiffres corrigés par rapport aux cartes françaises, respectivement 57,50 et 54,50 à 56,50 m environ.

(3) D'après la Carte géologique, le « Diluvium d'Helfaut » atteint 126 m à Wisques mais ce sont probablement là des placages résiduels plus anciens.

entre le réseau dépendant de la plaine maritime et celui dépendant de la Vallée Flamande commença à se dessiner.

Dans la vallée de l'Aa, cette surface se prolonge par ce qu'on a communément appelé « Terrasse de 30 m de l'Aa », dont les coupes sont visibles au Grand-Brand et Petit-Brand à Hallines : Formation de Petit-Brand, 60 à 70 m d'altitude à la localité-type.

Un troisième état de la morphogenèse est apparu avec le creusement de la surface précédente au-dessous de la cote de 30 m. La plupart des fonds de vallée se stabilisent vers 25-30 m, en Flandre, tel le long chenal qui rejoint le coude de l'Aa à la vallée de la Melde et de la Lys : Surface de Wardrecques.

Sur la rive droite du coude de l'Aa, le « Diluvium d'Arques » de la Carte géologique ou Formation d'Arques ⁽¹⁾ forme une longue dorsale à 25-35 m qui a bloqué l'érosion régressive; la dénivellation imposée au Canal de Neufossé y a justifié l'implantation de l'ascenseur des Fontinettes.

La formation d'Arques est complexe : Sous-formation de la Garenne, 33 à 37 m, stérile et Sous-formation de Neufossé, 28 à 31 m avec *E. trogontherii* à la base et *E. primigenius* et artefacts paléolithiques (Moustérien?) au sommet.

Cette subdivision se base sur des données anciennes qui sont en cours de révision ⁽²⁾.

La Vallée de l'Aa peut s'être poursuivie vers le nord à ce moment, rejoignant la Peene. En West-Flandre, les surfaces équivalentes se situent légèrement plus bas qu'en Flandre Française. Sur leur bord s'étend la transgression des Sables à Cardium de West-Flandre dont les dépôts résiduels ont été observés jusqu'à l'altitude maximum de 12,20 m dans la région de Roesbrugge-Vinkem-Lo ⁽³⁾ : Formation de Vinkem.

Les derniers épisodes importants de l'évolution du réseau hydrographique furent, d'une part, la capture de l'Aa après celle de la Hem par la plaine maritime et, d'autre part, l'autonomie de plus en plus grande acquise par le vaste bassin de la Plaine de la Lys.

La capture de l'Aa s'est effectuée par la Cluse de Watten au travers du rempart d'Argile des Flandres couronné de cailloutis. Entre cette cluse et Saint-Omer s'est étendue une vaste plaine intérieure d'altitude 1,5 à 3 m analogue en position à la plaine maritime

(1) PONTIER, G., 1914.

(2) Dom BOUTRY et P. DOLLÉ, comm. pers.

(3) TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J., 1962. Altitude 9,90 m par rapport au N.G.F. des cartes françaises.

extérieure (altitude 1 à 4,5 m). Le détail de ses phases d'érosion et d'aggradation n'est pas discernable en surface ⁽¹⁾.

Plus en amont, les cailloutis de basse-terrasse attribuables au Dernier Glaciaire ne s'élèvent guère à plus de quelques mètres au-dessus de la plaine alluviale de l'Aa : Formation d'Elnes ⁽²⁾.

Quant à l'origine de la Plaine de la Lys, une dépression épigénétique tardive est, suivant R. PAEPE ⁽³⁾, vraisemblable.

3. RECOUVREMENT LIMONEUX ET INDUSTRIES.

3.1. Position des « Limons anciens » et des « Limons récents » ⁽⁴⁾.

Loess anciens francs et formations interglaciaires sont connus en quelques endroits seulement, car ils sont habituellement recouverts par des dépôts plus récents ou érodés.

Dans la région de Roulers, les points hauts du paysage atteignent 50 à 56 m et les fonds de vallée actuels ne descendent pas sous la cote 20 m. A la Briqueterie Demoulin de Rumbeke, un recouvrement de limons récents (30 à 23 m) repose sur un comblement alluvial interglaciaire (26 à 20 m).

Dans la région au sud-ouest de Poperinge, les points hauts du paysage atteignent 55 à 62 m et les fonds de vallée actuels ne descendent pas sous la cote 20 m. A la Briqueterie Schaballie de Poperinge, un chenal comblé de limons récents (22 à 11,50 m) entaille les limons anciens recouverts de leur paléosol interglaciaire (20 à 16 m).

On peut en déduire que les limons anciens (très probablement de l'avant-dernière grande glaciation) se sont déposés sur des surfaces topographiques déjà très incisées (16 m à Poperinge et sans doute plus bas) et que pendant le Dernier Interglaciaire l'érosion s'est stabilisée au voisinage de 20-25 m en Flandre occidentale, rejoignant un niveau de base marin légèrement plus bas. Si les Sables à Cardium de West-Flandre représentent bien une formation d'eaux saumâtres contemporaine, le niveau moyen de la mer était à ce moment quelque peu supérieur à 11 m par rapport au N.G.F. des cartes françaises ou 13 m par rapport au zéro D des cartes belges.

(1) Hormis les épisodes récents, cf. HANKAR, A., 1895.

(2) Ici encore, les travaux de Dom BOUTRY et P. DOLLÉ ne manqueront pas d'apporter les précisions attendues.

(3) PAEPE, R., 1963.

(4) Au sens de F. BORDES : dépôts loessiques du Dernier Glaciaire opposés aux dépôts loessiques antérieurs, les uns et les autres différemment altérés.

La Plage suspendue de Sangatte ⁽¹⁾ correspondait vraisemblablement à un niveau moyen de la mer de + 4,80 m d'après les critères de F. ZEUNER ⁽²⁾ calculés par nous sur place.

Sables à *Cardium* et Plage suspendue de Sangatte ne sont recouverts l'un et l'autre que de limons récents.

La Surface de Wardrecques ne porte aussi, que l'on sache, que des limons récents. Ceux-ci recouvrent directement la Sous-formation de Neufossé, laquelle s'abaisse progressivement en aval vers la Lys et atteint 22-25 m à Wardrecques ⁽³⁾. Les limons récents recouvrent aussi sans hiatus la Formation d'Elnes.

La Plaine de la Lys se maintient sur une très longue distance à une altitude voisine de 17-18 m. Suivant R. PAEPE ⁽⁴⁾, d'Armentières à Warneton, la base des limons anciens et des formations interglaciaires se maintient entre + 5 à + 7m, à une dizaine de mètres sous la surface. En aval de Warneton, la base de ces dépôts plonge brusquement pour atteindre — 12 à — 14 m à Comines et Menin, soit 23 à 24 m sous la surface. Ces altitudes sont anormalement basses, ce qui, joint à d'autres arguments, plaide pour l'incidence d'une dépression épirogénique.

3.2. Position des industries lithiques.

Dom RENE PREVOST a réuni dans un répertoire exhaustif toutes les citations relatives aux gisements préhistoriques du Pas-de-Calais. Je rends ici hommage à ce travail particulièrement utile dont j'extrai ci-après les informations les plus significatives. DOM BOUTRY, que je remercie ici de son aimable accueil, procède actuellement dans la Vallée de l'Aa à une revision systématique des gisements. Ses conclusions ne manqueront pas d'apporter beaucoup à la stratigraphie.

Ne rappelons que pour mémoire le « Reutelien » imaginé par A. RUTOT dans la formation d'Helfaut : il s'agit sans doute là comme ailleurs de congelifacts.

L'Abbevillien n'est pas cité avec certitude.

L'Acheuléen (groupant sous ce nom plusieurs stades de développement) est sans aucun doute inclus dans la Sous-formation de la Garenne de la Formation d'Arques. Il est cité dans les cailloutis à Batavia (30-35 m), à la Garenne (jusque 35 m) et à Longuenesse

(1) DUBOIS, G., 1924, pl. B. On se demande comment E. T. HAMY a pu mesurer + 14 m (Boulonnais... in PREVOST, Dom R., p. 55).

(2) ZEUNER, F., 1959, pp. 276-283.

(3) GOSSELET, J., 1913.

(4) PAEPE, R., 1963.

(alt. ?). Plus en amont, il est inclus dans la Formation de Petit-Brand : il est cité dans les dépôts alluvionnaires de Hallines, Petit-Brand, à Wavrans et son hameau Campagnette, altitude 75 m environ, alluvions anciennes de 30 m/Aa. Cet Acheuléen est très normalement accompagné d'éclats levallois qui ne sont pas moustériens pour autant.

Les autres trouvailles d'Acheuléen dans la vallée de l'Aa sont moins expressives. Près d'Ardres, à Autingues et à Balinghen, l'Acheuléen est signalé avec du Moustérien à des altitudes qui semblent assez basses, mais les références manquent par trop de précision. L'Acheuléen semble inclus, remanié, dans la Formation d'Elnes.

Sur la côte, l'Acheuléen est cité à Sangatte avec du Moustérien, mais il s'agit probablement de cette seconde industrie seulement, laquelle peut encore contenir des bifaces.

A Wissant, l'Acheuléen est cité à l'altitude de 30 m; je ne puis croire qu'il ait été inclus dans la Formation de Wissant; il reposait vraisemblablement sur la surface partiellement érodée de celle-ci.

Le Moustérien est clairement situé par PONTIER au sommet de la Sous-Formation de Neufossé, sous une zone de cryoturbations qui forme la base des limons récents. Il est accompagné de la faune habituelle à *Elephas primigenius*. Cette position tout à fait normale confirmerait l'âge Dernier Interglaciaire à début Dernier Glaciaire de la Sous-Formation de Neufossé.

Plus en amont, le Moustérien est encore cité à Hallines (? Levallois) et à Elnes (? Levalloisien ancien), probablement en basse-terrasse.

Sur la côte, on connaît un gisement moustérien à Wimereux, sous un limon en bord de falaise. Des trouvailles déjà anciennes (1851-1865) ont paraît-il repéré cette industrie à la base du recouvrement limoneux de Sangatte et au-dessus de la Plage suspendue.

Des anciennes fouilles des grottes de la Vallée Heureuse, on ne peut tirer aucun argument stratigraphique utile.

D'une façon générale, l'absence de figurations et de coupes précises ne permet pas de juger de la valeur réelle de la plupart de ces trouvailles : les objets eux-mêmes sont dispersés et perdus, sauf quelques pièces de musée et celles rassemblées à l'Abbaye de Wisques.

Il convient de réserver une citation particulière à la découverte de Paléolithique supérieur au sein des limons récents de la Briqueterie Coquempot à Elnes. Elle est due à DOM BOUTRY mais fut publiée très incomplètement et dans un contexte discutable par J. BAUDET (¹).

(¹) BAUDET, J. L., 1960.

4. CORRÉLATIONS AVEC LE WEALD (1).

4.1. Néogène.

Les sommets du Weald paraissent concordants à l'altitude de 800 ft, soit 245 m : « summit peneplain ». La surface-enveloppe reconstituée à partir d'eux est semblable à celle du Boulonnais; son allure reflète le bombement épicrotacé.

La plateforme d'abrasion marine qui s'étend tout autour a été abondamment décrite et commentée : « 600 ft level », soit 183 m. Ceci est aussi l'altitude présumée de la Surface de Cassel. Les formations marines associées, notamment, les Lenham Beds, ont été comme sur le continent attribuées au « Diestien ». Aspect lithologique et contenu paléontologique présentent en effet beaucoup d'affinités, renforçant l'attribution de ce cycle sédimentaire au Miocène supérieur.

La transgression a atteint la retombée septentrionale du dôme du Boulonnais-Weald sans en dépasser le faite, ouvrant un petit détroit à l'ouest du Weald. Par après, la pénéplaine de comblement fut légèrement gauchie; en effet on observe d'est en ouest les altitudes maxima suivantes, là où le cycle sédimentaire est à peu près complet :

| | |
|--|------------|
| Région de Diest à Louvain | 80 m. |
| Région d'Everberg | 100 m. |
| Région de Renaix, Pottelberg | 149 m. |
| Cassel | 175 m. |
| Pourtour du Weald = 560-600 ft | 170-183 m. |

C'est au Pliocène que débuta l'érosion de la pénéplaine gauchie, lorsque s'initia le réseau conséquent de rivières, dont bien des traits sont encore aujourd'hui lisibles.

4.2. Replats ultérieurs.

Une période d'intense érosion fluviale détermina sur le Weald les surfaces comprises entre 400 et 500 ft, = 122 à 151 m. Les sommets du Weald central atteignent 138 à 151 m, les plus importants cols perchés (windgaps, watergaps) se situent vers 122 m. L'analogie avec la Surface de la Forêt de Boulogne s'impose d'elle-même.

Le 300 ft level, = 90 m, est marqué par une série de collines

(1) STAMP, L. DUDLEY, 1947; STEPHENS, N. et SYNGE, F. M., 1966; WOOLDRIDGE, S. W. et GOLDRING, F., 1953; WOOLDRIDGE, S. W. et LINTON, D. L., 1955; ZEUNER, F. E., 1959.

couronnées de dépôts périglaciaires originellement continus. Il est comparable aux Surfaces d'Ecault et Bazinghen.

La 200 ft platform, = 61 m, est particulièrement bien marquée et étendue : Surface d'Ambersham Common à laquelle correspondent encore certains cols perchés de la Stour et de la Mole. On reconnaît ici les Surfaces de Samer et de Blecquenecques. Leurs traits communs évoquent une longue stabilité en régime interglaciaire, le drainage rejoignant un haut niveau marin de 50 à 55 m.

La 200 ft platform fut recouverte de débris périglaciaires avant d'être ultérieurement disséquée.

Le 130-140 ft level, = 40-41 m, suit des terrasses fluviales dont certaines se prolongent vers les cols perchés de la Mole et de l'Arun : Horley Terrace; l'ensemble est analogue aux Surfaces de Ledquent et d'Ecames. Le drainage rejoignait alors un haut niveau marin voisin de 30 m.

Dans le Weald comme dans le Boulonnais, la suite du développement morphologique n'apporte plus que des retouches mineures : incision et adaptation des vallées aux lignes structurales.

4.3. Tableau synoptique Weald-Boulonnais.

Les équivalences suivantes paraissent les plus probables :

| Weald | Boulonnais |
|---------------------------|---|
| 800 ft, summit peneplain. | Surface - enveloppe. |
| 600 ft level. | Surface de Cassel, transgression néogène. |
| 400-500 ft level. | Surface de la Forêt de Boulogne. |
| 300 ft level. | Surfaces d'Ecault et Bazinghen. |
| 200 ft platform. | Surfaces de Samer et Blecquenecques. |
| 130-140 ft level. | Surfaces de Ledquent et Ecames. |

5. CORRÉLATIONS AVEC LA VALLÉE DE LA TAMISE.

F. ZEUNER ⁽¹⁾ a en 1959 présenté une synthèse de la chronologie pléistocène de la Vallée de la Tamise. Elle est encore aujourd'hui acceptée dans ses grandes lignes.

(1) ZEUNER, F., 1959.

Le 600 ft level, déjà reconnu sur le Weald, est soit une plateforme d'abrasion, soit une pénéplaine dite « pliocène » ou plus proprement « néogène ».

Le 400 ft level ou Pebble Gravel appartient au cours ancestral de la Tamise au nord de sa position actuelle, par le Pre-Val St. Albans.

Une importante période glaciaire se détecte peu après, l'Older Drift couvrant les dépôts précédents encore peu incisés : Chiltern Glaciation de certains auteurs.

Les Higher et Lower Gravel trains furent probablement engendrés au cours de ce glaciaire, lorsque l'érosion rejoignit des bas niveaux marins.

La 200 ft platform, = 61 m, présente ici comme sur le Weald une très vaste extension : Winter Hill Terrace et Finchley Leaf Bench. Cette période est bien datée : Interglaciaire Cromerien correspondant à un haut niveau marin de 50-60 m. A vrai dire les dépôts cromeriers typiques sont situés à plus basse altitude, c'est pourquoi MITCHELL attribue un niveau marin de 20 ft seulement à cet Interglaciaire ⁽¹⁾. On peut au contraire admettre que l'aggradation sédimentaire atteignait originellement une plus grande altitude et se trouve aujourd'hui tronquée.

La position du Cromerien selon ZEUNER nous conduit à une première chaîne de corrélations :

Surface de Samer = Surface de Blecquenecques = Surface d'Eblinghem = 200 ft platform = Winter Hill Terrace = Cromerien, Interglaciaire Pre-Elster.

La Formation de Wissant daterait, comme Cromer, du début de cet Interglaciaire, au moment du relèvement progressif du niveau marin. Ceci s'accorde avec la présence d'*Elephas meridionalis* et d'erratiques nordiques dans la partie inférieure de ces graviers.

La Thames Valley Glaciation, = Elster, est marquée par une succession complexe d'événements : dissection de la 200 ft platform, Kingston Leaf Bench, Kingston Leaf Gravel, Boyn Hill Bench = G bench de Zeuner, enfin extension maximum du Boulder Clay du North Sea Drift ou Lowestoft, repoussant la Tamise au sud de sa position primitive.

La 100 ft terrace, = environ 30 m, High Terrace, Boyn Hill Terrace, Fairmile Terrace correspond à l'Interglaciaire suivant Hoxnien = Needien = Holsteinien, pendant lequel le haut niveau

(1) MITCHELL, G. F., 1960.

marin stationna vers 30 m. Ceci nous conduit à une seconde chaîne de corrélations :

Surface d'Ecames = Surface de Ledquent = Surface de Staple = 130-140 ft level du Weald = Boyn Hill Terrace = Hoxnien, Interglaciaire Elster-Saale.

Le creusement des H à N benches de Zeuner peut être attribué à des oscillations interglaciaires se terminant par la Glaciation de la Saale.

Le 50 ft terrace, = environ 15 m, Taplow Terrace, Ilford Terrace correspond à une nouvelle stabilisation en régime interglaciaire, première partie et la plus longue du Dernier Interglaciaire, Eemien I. Tel est sans doute l'âge de la Surface de Wardrecques et des Sables à Cardium ou Formation de Vinkem de West-Flandre ⁽¹⁾.

Le creusement ultérieur de la O bench de Zeuner correspond à un bas niveau marin dont la position est longtemps restée énigmatique mais dans lequel on peut voir à présent l'effet de la petite glaciation intercalée au sein du Dernier Interglaciaire et qu'ont seules détecté jusqu'à présent les méthodes océanographiques. Cette « Glaciation zone W » est datée 105.000 à 135.000 ans environ, séparant l'Eemien I de l'Eemien II ⁽²⁾.

L'Upper Floodplain Terrace résulte de la stabilisation de l'érosion pendant l'Interglaciaire suivant Eemien II, dont le haut niveau marin se situait vers 25 ft, = 7,5 m. C'est à peu près le niveau de la Plage suspendue de Sangatte, laquelle est comparable à la Plage fossile de Brighton notamment ⁽³⁾.

Les Buried Channels enfin correspondent aux incisions du Dernier Glaciaire où s'intercale peut-être un niveau interstadiaire.

6. MÉCANISME DES PLANATIONS.

L'explication générale proposée par F. ZEUNER me paraît éclairer dans leurs grandes lignes les phénomènes observés. Elle invoque deux facteurs essentiels :

1. Abaissement graduel de niveau des mers depuis la fin du Néogène. Les causes doivent en être lointaines, par exemple l'approfondissement de certains bassins océaniques.

(1) Un âge needien avait été autrefois suggéré par VANHOORNE et nous-même.

(2) Subdivision non classique ici introduite.

(3) Les comparaisons altimétriques directes sont encore impossibles, le N.G.F. français n'est pas situé par rapport au zéro des cartes anglaises.

Les arguments en faveur d'une séparation en « Late Monastirian » et « Epi-monastirian » ne sont pas flagrants.

| TAMISE | WEALD | BOULONNAIS |
|---|-----------------|--|
| — | — | Rectification de la côte |
| Buried channels | — | — |
| Upper Floodplain Terrace | Brighton | Sangatte |
| O bench | Incisions | Incisions |
| 50 ft = Taplow | — | — |
| N-H benches | Incisions | Incisions |
| 100 ft = Boyn Hill | 130-140 ft | S. Ledquent, Ecames (F. Slack?) |
| Thames Valley Glac. | Incisions | Incisions |
| 200 ft = Winter Hill | 200 ft platform | S. Samer, Blecquenecques F. Wissant |
| Lower Gravel train Higher Gravel train | 300 ft | S. Ecault, Bazinghen |
| 400 ft Pebble Gravel | 400-500 ft | S. Forêt de Boulogne |
| 600 ft | 600 ft | (Débris) |
| — | 800 ft | Surface-enveloppe |

| FLANDRE FRANÇAISE | AGE | INDUSTRIES |
|--|--|-------------|
| Dunkerquien } Plaine Flandrien } maritime | Holocène | |
| Limons récents Chenaux | Dernier Glaciaire | PALEO. SUP. |
| Fin S-F. Neufossé | Eemien II | MOUSTÉRIEN |
| Incisions | Glaciaire zone W | |
| S. Wardrecques F. Arques | Eemien I | |
| Limons anciens Incisions | Glaciaire Saale | |
| S. Staple F. Petit-Brand | Needien - Hoxnien | ACHEULÉEN |
| Incisions | Glaciaire Elster | |
| S. Ebbilinghem F. Helfaut | Cromerien | |
| Cycle de Flandre | Glaciaire(s) et Interglaciaire(s) Pre-Elster | |
| | Pléistocène inférieur à Pliocène | |
| S. Cassel | Miocène supérieur | |
| — | Compréhensif jusque Néogène | |

2. Pulsations climatiques des Glaciaires-Interglaciaires. Chaque dépression eustatique glaciaire induit un surcreusement rapide des vallées, lequel déclenche un réajustement et un étalement du cycle d'érosion au cours de l'Interglaciaire suivant. Chaque cycle est responsable d'un certain nombre de replats d'érosion, lesquels peuvent être couverts ou non de cailloutis ou rejoindre des surfaces structurales préexistantes.

7. CORRÉLATIONS GÉNÉRALES.

Les corrélations suspectées sont, pour la facilité de la discussion, rangées dans un tableau d'ensemble. Celui-ci n'a pas la prétention d'être définitif. Son seul mérite est d'organiser les éléments disparates de la stratigraphie et de la morphologie en un document de travail compact.

On remarquera que les corrélations proposées entre les planations du Weald-Boulonnais et Flandre-Tamise ne laissent guère de place à un jeu possible de la néotectonique.

Le bombement du dôme paraît s'être stabilisé depuis le Cromerien ou même avant. La surface de 400 ft, en Angleterre, ne paraît pas déformée non plus.

Par contre, un certain nombre d'arguments plaident en faveur d'une néotectonique relativement jeune des dépressions périphériques au nord de l'Artois : Lys, Scarpe, Haine.

Je me suis trouvé le premier surpris à devoir dénier l'intervention de la néotectonique (tout au moins post-cromerienne) dans le bombement du Weald-Boulonnais. Ceci s'oppose à un consensus assez largement admis, à l'exemple voisin du Pays de Bray ⁽¹⁾ et à l'activité constatée dans les dépressions périphériques. On peut s'interroger sur une possible erreur de méthode, soit dans le tracé des surfaces par prolongement abusif de surfaces faillées ou gauchies, soit dans les corrélations avancées entre le dôme et son pourtour; c'est pourquoi un levé morphologique serré s'avérera nécessaire (voir introduction).

Toutefois, dans l'état actuel des connaissances, je crois justifié de m'en tenir aux principes suivants, sur lesquels je me suis appuyé dans cette synthèse :

a) Économie des hypothèses.

(1) BLONDEAU, A., CAVELIER, C. et POMEROL, C., 1965 : « Deux phases de soulèvement, au moins, ont affecté le Pays de Bray à l'ère quaternaire ». Résultat obtenu par l'étude des phénomènes d'érosion et d'alluvionnement.

b) Construction indépendante des successions rencontrées en Boulonnais-Flandre-Weald-Bassin de la Tamise (ces deux dernières de seconde main, d'après la bibliographie). Construction indépendante des corrélations probables Boulonnais-Flandre et des corrélations admises Weald-Bassin de la Tamise. Il s'avère que les séquences sont très étroitement comparables d'un groupe à un autre, y compris les altitudes des replats et terrasses.

c) Les traits mineurs du relief actuel et de la couverture superficielle ne peuvent être à eux seuls indicatifs d'une phase tectonique jeune. Dans l'interférence des facteurs passés, l'intervention d'une vigoureuse sculpture périglaciaire a été bien souvent prédominante.

BIBLIOGRAPHIE.

- AMERYCKX, J. en VERHULST, A., 1958, Colloquium — Oostvlaams Verbond van de kringen voor Geschiedenis. (*Voorlichtingsreeks*, 22, Gent.)
- BARROIS, C., 1879, A geological sketch of the Boulonnais. (*Proceed. of Geologists Association*, vol. VI, n° 1.)
- BAUDET, J., 1960, Épipléistocène flamand (*Quartär*, Festschrift L. ZOTZ, pp. 19-37, 10 fig.)
- BELPAIRE, 1827, Mémoire sur les changements que la côte d'Amiens à Boulogne a subi. (Mém. couronnés par l'Acad. roy. de Bruxelles, t. VI.)
- BLONDEAU, A., CAVELIER, C. et POMEROL, C., 1965, Néotectonique du Pays de Bray (Bassin Parisien). (*Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, VII, 3, pp. 197-204.)
- BONTE, A., 1955, Les formations superficielles à silex du Nord de la France. Age et origine des formations superficielles à silex. (*C. R. Acad. Sc. de Paris*, t. 241, pp. 1211-1213 et pp. 1318-1320.)
- 1956, Sur la signification du Diluvium de l'Artois. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 76, pp. 160-173 et pl. XI.)
- 1959, La destruction des falaises du Blanc-Nez. (*Ibid.*, t. 79, pp. 183-184.)
- 1963, Le Wealdien du Boulonnais. (*Mém. Bureau Rech. Géol. et Minières*, 34, Colloque sur le Crétacé inférieur.)
- 1965, Le Diestien du Nord de la France. (Colloque du Comité du Néogène Nordique, Rennes 1965 [prétirage].)
- BONTE, A. et BROQUET, P., 1962, L'Aptien du Boulonnais. (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, n° 269, LIX, pp. 1-5.)
- BONTE, A., COLLIN, J.-J., GODFRIAUX, I. et LEROUX, B., 1958, Le Bathonien de la région de Marquise. Le Wealdien du Boulonnais. (*Ibid.*, n° 255, LVI, pp. 9-28.)
- BONTE, A., LEROUX, B. et THIBAUT, J., 1959-1961, La structure des grandes failles du Boulonnais au voisinage du Cap Gris-Nez. (*Ibid.*, n° 261, LVII, pp. 7-11.)

- BRIQUET, A., 1906, Notes sur quelques formations quaternaires du littoral du Pas-de-Calais. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 35, pp. 211-236.)
- 1906, Sur l'origine des collines de Flandre. (*Ibid.*, t. 35, pp. 273-288.)
- 1907, Note préliminaire sur quelques points de l'Histoire plio-pléistocène de la région gallo-belge. (*Ibid.*, t. XXXVI, pp. 2-44.)
- 1910, Les sédiments pauvres d'âge pliocène supérieur en Artois. (*Ibid.*, t. 39, pp. 172-185.)
- 1921, Sur l'origine du Pas-de-Calais. (*Ibid.*, t. 46, pp. 141-157.)
- Carte géologique de France, notice explicative de la feuille de Boulogne-sur-Mer, 3^e édit., par P. PRUVOST.
- DE MOOR, G., 1963, Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen. (*Tijdschr. Belg. Veren. Aardrijksk. Studies*, XXXII, 2, Verh. 13.)
- DUBOIS, G., 1920, Étude géographique, géologique et agronomique du Mont de Watten. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 45, pp. 56-103.)
- 1924, Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. (*Mém. Soc. géol. du Nord*, t. VIII, I, 349 p., 41 fig., 6 pl.)
- 1930, Un tableau de l'Europe flandrienne. (*Soc. Géol. de France*, Livre jubilaire, 1830-1930.)
- DUTERTRE, A. P., et DEFFONTAINE, P., 1926, Extension du Pliocène sur le Boulonnais. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 51, pp. 250-260.)
- EDMUNDS, F. H., 1935, The Wealden district. (*British Reg. Geology. Geol. survey and Museum*, London.)
- GLIBERT, M., 1963, Revision de la faune d'invertébrés du Diestien typique. (*Mém. Soc. belge de Géol.*, in-8^o, 6, pp. 40-55.)
- GLIBERT, M. et DE HEINZELIN, J., 1955, La faune et l'âge miocène supérieur des Sables de Deurne. (*Bull. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, t. XXXI, nos 71 et 72.)
- GOSSELET, J., 1899, Aperçu général sur la géologie du Boulonnais. (XXVIII^e Congrès Assoc. franç. Avancem. des Sciences.) Ouvrage offert par la ville de Boulogne-sur-mer. Éd. Soc. typogr. et lithogr., Boulogne-sur-Mer [non accessible].)
- 1913, Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer, 2^e série. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XLII, pp. 54-83.)
- 1914, Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer. (*Ibid.*, t. XLIII, pp. 99-161.)
- 1920 a, Le diluvium des hauteurs dans la Flandre et sur les parties voisines de l'Artois (Mém. posthume). (*Ibid.*, t. XLV, pp. 35-54, pl. II.)
- 1920 b, La plaine de la Lys (Mém. posthume). (*Ibid.*, t. XLV, pp. 146-166.)
- HANKAR, A., 1895, Compte rendu de la Session Extraordinaire de 1895 tenue dans le Nord de la France et dans le Boulonnais du 17 au 25 août. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. IX, pp. 427-466.)

- DE HEINZELIN, J., 1964, Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. (*Ibid.*, t. LXXIII, pp. 132-148.)
- LERICHE, M., 1921, Monographie géologique des collines de la Flandre Française et de la province belge de la Flandre occidentale. (*Mém. Expl. Carte géol. de France*, Paris, Impr. Nationale.)
- 1928, L'histoire de la géologie dans la région gallo-belge. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 53, pp. 190-217.)
- MITCHELL, G. F., 1960, The Pleistocene history of the Irish Sea. (*Advancement of Science*, XVII, 68, pp. 313-325.)
- NEVILLE, G. T., 1962, Tectonics and palaeogeography in Southern England. (*Science Progress*, L, avril 1962, n° 198, pp. 192-217.)
- PAEPE, R., 1963, Bouw en oorsprong van de vlakte van de Leie. (*Proefschrift*, Gent, 1963.)
- PINCHEMEL, P., 1949, Géographie humaine de la Picardie, dans Visages de Picardie. (*Coll. Provinciales*, vol. XVII, Paris, Éd. Horizons de France.)
- 1954, Les plaines de craie du nord-ouest du Bassin parisien et du sud-est du Bassin de Londres et leurs bordures. Éd. Armand Colin.
- PONTIER, G., 1915, Étude sur l'*Elephas primigenius* de la vallée de l'Aa. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 43, pp. 30-89.)
- PREVOST, Dom R., 1958, Répertoire bibliographique des recherches préhistoriques dans le Département du Pas-de-Calais. Arras.
- PRUVOST, P., 1924, Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. (*Bull. Serv. Carte géol. de la France*, n° 156, t. XXVIII.)
- 1928, Notice explicative de la feuille de Boulogne-sur-Mer. (Carte géologique de France, 3^e édit.)
- PRUVOST, P. and PRINGLE, J., 1923-1924, A synopsis of the geology of Boulonnais. (*Proc. Geol. Assoc.*, vol. XXXV, pp. 29-56.)
- RASMUSSEN, L. B., 1966, Molluscan faunas and biostratigraphy of the Marine Younger Miocene Formations in Denmark. (*Danmark Geol. Undersogelse*, II, 88, Part I.)
- STAMP, L. DUDLEY, 1947, Britain's structure and scenery. Collins, London.
- STEPHENS, N. and SYNGE, F. N., 1966, Pleistocene shorelines, in Essays in Geomorphology. G. H. Dury edit. Heinemann, London.
- STOCKMANS, F., 1961, Géologie et Paléobotanique du Bas-Boulonnais. (*Les naturalistes belges*, t. 42, pp. 105-122.)
- TAVERNIER, R. en DE HEINZELIN, J., 1962, De *Cardium*-lagen van West-Vlaanderen. (*Natuurwet. Tijdschrift*, 44, pp. 49-58.)
- VERHULST, A., 1959-1960, Historische geografie van de vlaamse kustvlakte tot omstreeks 1200. (*Bijdr. Gesch. Nederl.*, XIV, p. 37.)
- WEST, R. G. and WILSON, D. G., 1966, Cromer Forest Bed Series. (*Nature*, 209, 5022, pp. 497 et 498.)
- WOOLDRIDGE, S. W. and GOLDRING, F., 1953, The Weald. Collins, London.
- WOOLDRIDGE, S. W. and LINTON, D. L., 1955, Structure, surface and drainage in South-East England. (*London geographical Institute*, Philip.)
- ZEUNER, F. E., 1959, The Pleistocene period. Hutchinson, London.

COMPTE RENDU D'EXCURSIONS

JOURNÉE DU 11 SEPTEMBRE 1966.

(dir. J. DE HEINZELIN).

A. — POINT DE VUE DE TARDINGHEN.

Arrêt sur la route N40 à 500 m au sud-ouest de Tardinghen. On découvre, vers le nord-est, les éléments suivants dans le paysage :

- Liséré littoral.
- Dunes récentes.
- Plaine maritime étroite.
- Falaise flamandienne, holocène, encore bien marquée de la Motte du Bourg à Wissant.
- Côte beaucoup plus amollie de part et d'autre de Tardinghen, anciennes falaises interglaciaires, rabotées par solifluxion.
- Extension de la Formation de Wissant jusque vers 40 m d'altitude, à présent entamée par de grandes ballastières.

B. — BALLASTIERE DE WISSANT.

Localité-type de la Formation de Wissant, graveleuse jusqu'à 20-22 m d'altitude, plus sableuse au-dessus.

Cf. DE HEINZELIN, J., 1963.

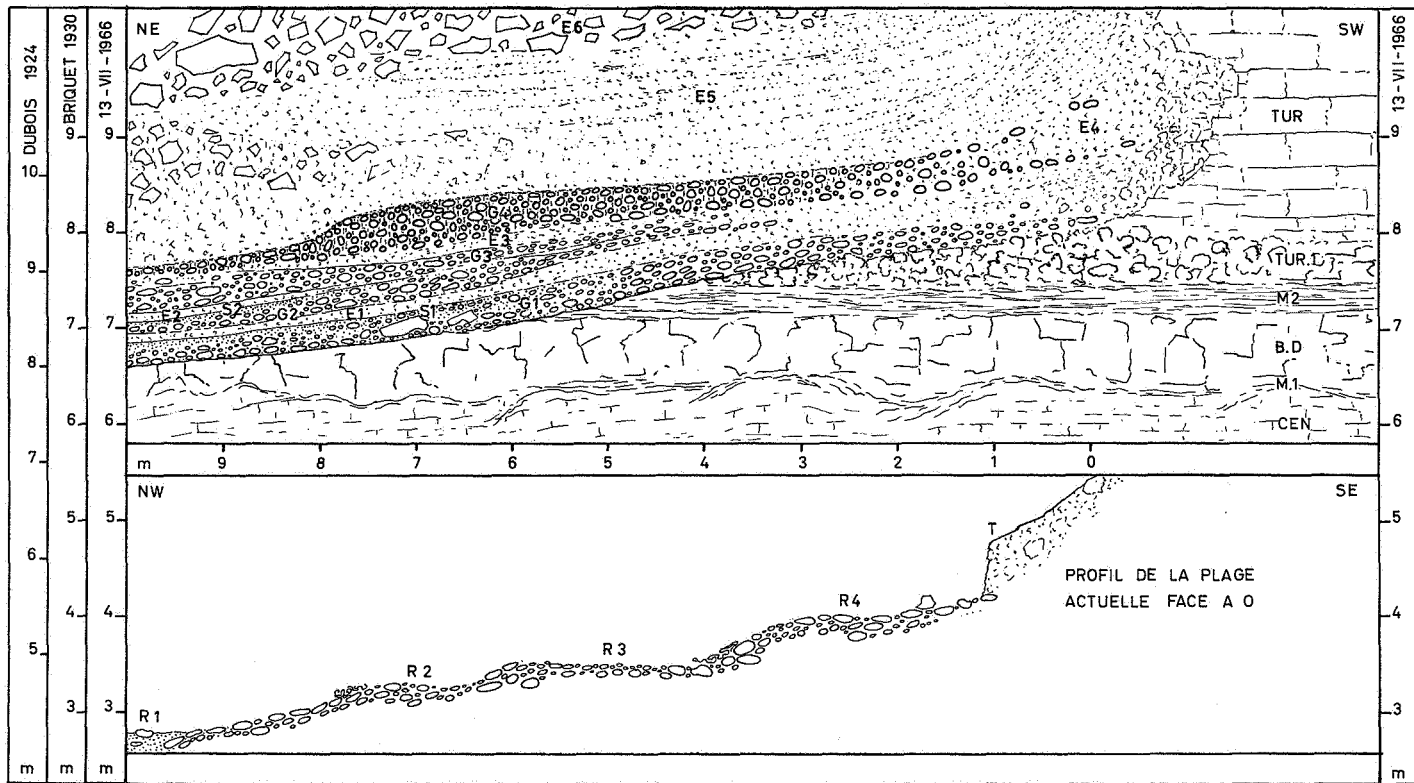
C. — FALAISE ET PLAGE SUSPENDUE DE SANGATTE.

(Fig. 5.)

1. Levé Dubois.

La coupe générale de la Falaise de Sangatte, longue de 1.400 m, entre cette localité et la plage suspendue, fut figurée en 1924 par G. DUBOIS. L'aspect d'ensemble n'a, depuis lors, varié que de façon mineure et on peut toujours y reconnaître les quatre grandes unités suivantes :

- Sols et colluvions récents = R et A de DUBOIS.
- Dépôts limoneux, loessiques, coulées boueuses périglaciaires, presle = L et Pr de DUBOIS.



SANGATTE 13-VII-1966

Fig. 5. — Plage suspendue et plage actuelle de Sangatte. Levé le 13 juillet 1966 (J. DE HEINZELIN-A. GAUTIER)

- Sables marins littoraux, glauconifères = M de DUBOIS (souvent cachés par les éblouis).
- Cailloutis de plage = plage suspendue S de DUBOIS au pied d'une falaise morte F.

Les descriptions et les inventaires de faune de DUBOIS sont remarquablement précis et je ne veux y ajouter d'observations que sur trois points :

1.1. Les dépôts L et Pr présentent d'abondants témoignages de phénomènes périglaciaires sous forme de solifluxions et cryoturba-tions. Les fentes de glace sont rares et petites.

1.2. DUBOIS écrit page 34 : « Il me paraît impossible de distinguer dans la masse limoneuse de Sangatte les deux séries ancienne et récente de limons qu'on peut parfois séparer dans quelques vallées du Nord de la France ». Il n'y a en effet pas de doute que seuls les « limons récents » y sont présents. Cela n'exclut pas qu'une analyse microstratigraphique plus fine ne puisse y déceler Stades et Inter-stades.

1.3. La partie la moins précise du levé de DUBOIS concerne la « plage suspendue » S elle-même. C'est pourquoi je crois utile d'en donner ci-après une description détaillée.

2. Levé fait en juillet 1966.

2.1. La coupe ci-contre figure deux profils orientés à angle droit l'un sur l'autre : en bas le profil de la plage actuelle, NW-SE, en haut la base de la falaise morte telle qu'elle est coupée par la falaise actuelle NE-SW.

Les élévations ont été déterminées à l'aide d'un niveau d'Abney à partir de ce que je crois être le point de référence admis par A. BRIQUET, 1930. Il existe un décalage évident par rapport aux élévations admises par G. DUBOIS, 1924.

2.2. Plage actuelle. Légende.

R1 = Replat de la plage de galets actuelle d'où sont partis les measurements. Assez grandes plages sableuses, les plus élevées qu'on puisse observer. Affleurements de bancs de Crétacé à 1,40 m plus bas.

R2 = Replat 50 cm plus haut que R1. Frise de goemons.

R3 = Replat 20 cm plus haut que R2. Frise de goemons.

R4 = Replat 50 cm plus haut que R3. Correspond sans doute aux plus hautes marées d'équinoxe. Se poursuit quelque peu sous T avec des « blocs jetés ».

T = Talus de débris tombés de la falaise, entaillé par une microfalaise. Quelques blocs tombés par gravité sur R4.

2.3. Falaise morte. Légende.

E6 = Éboulis à grands blocs anguleux, congélifracés dans boue calcaire.

E5 = Éboulis de petits blocs calcaires lités dans une boue calcaire; lentille de plus gros blocs à partir de 7 m en aval de la falaise.

E4 = Éboulis amorphe, blocs effrités sans contours nets. S'insère dans G4.

G4 = Gravier de gros éléments très émoussés, homogène, sans gravier fin. Tous les galets portent des traces de choc. Ils sont de plus en plus dispersés vers le pied de la falaise; deux galets jetés à +9,30 m.

Les galets sont inclus dans une matrice vacuolaire qui adhère aux galets. Texture terreuse, structure pédologique marquée par migration d'argile et débitage en pèdes irréguliers. Couleur de la matrice 10 YR 8/6 avec coatings 10 YR 6/4.

E3 = Éboulis calcaire légèrement cimenté. Pas de décalcification des surfaces libres.

G3 = Gravier de plage marine.

E2 = Éboulis calcaire légèrement cimenté.

S2 = Sable emballant les galets marins. Oxydation secondaire. Se raréfie graduellement et s'atténue au-dessus de 4,70 m.

G2 = Gravier de plage marine.

E1 = Éboulis calcaire légèrement cimenté. Infiltrations irrégulières de sable de couleur 10 YR 7/8 à 6/6.

S1 = Sable recouvrant et emballant les galets marins. Se raréfie graduellement et s'atténue au-dessus de 4,70 m. Couleur moyenne 10 YR 7/6, plus sombre ou plus rouge au contact de la craie (oxydation secondaire).

G1 = Gravier de plage marine. Quelques gros blocs de calcaire isolés.

TUR = Craie turonienne.

TUR.1 = Premier banc au-dessus de la « marne verte ». Très disloqué et anfractueux par décalcification : circulation d'eau douce rejoignant l'ancien niveau marin. Argile enrobante, couleur 10 YR 3/2 à 5/3.

M2 = Lit de « marne verte », admise pour étant la limite d'étage. Couleur 10 Y 8/2 = jaune verdâtre pâle.

B.D. = Banc dur.

M1 = Lit de « marne verte » plissotée (flux préparatoire des glissements de falaise).

CEN = Craie grise du Cénomanién.

2.4. Calcul de la différence d'altitude entre la plage actuelle et la plage ancienne.

Élévation maximum des galets (vraisemblablement galets jetés par les tempêtes) : (9,30—4,50 m) = 4,80 m.

Attaque de vive eau = différence entre le sommet du creux fossile et le sommet de la microfalaise : (9,80—4,80 m) = 5,00 m.

Replat de galets le plus élevé (grandes marées de vive eau) : (8,60—4,00 m) = 4,60 m.

Position la plus élevée d'une surface libre de sable de plage : (7,50—2,80 m) = 4,70 m.

Moyenne calculée : 4,80 m, erreur absolue maximum de \pm 20 cm.

D. — PARCOURS DU CHENAL DE WARCOVE.

Le chenal s'épaula au N-E sur le Crétacé et au S-W sur le Jurassique de l'Anticlinal d'Onglevert. Percée morte de Warcove. Cailloutis de Noirbernes, silex gélivé à environ 25 m d'altitude; mise en place postérieure à la Formation de Wissant.

E. — RECOUVREMENT LIMONEUX DE LA CARRIERE NAPOLEON.

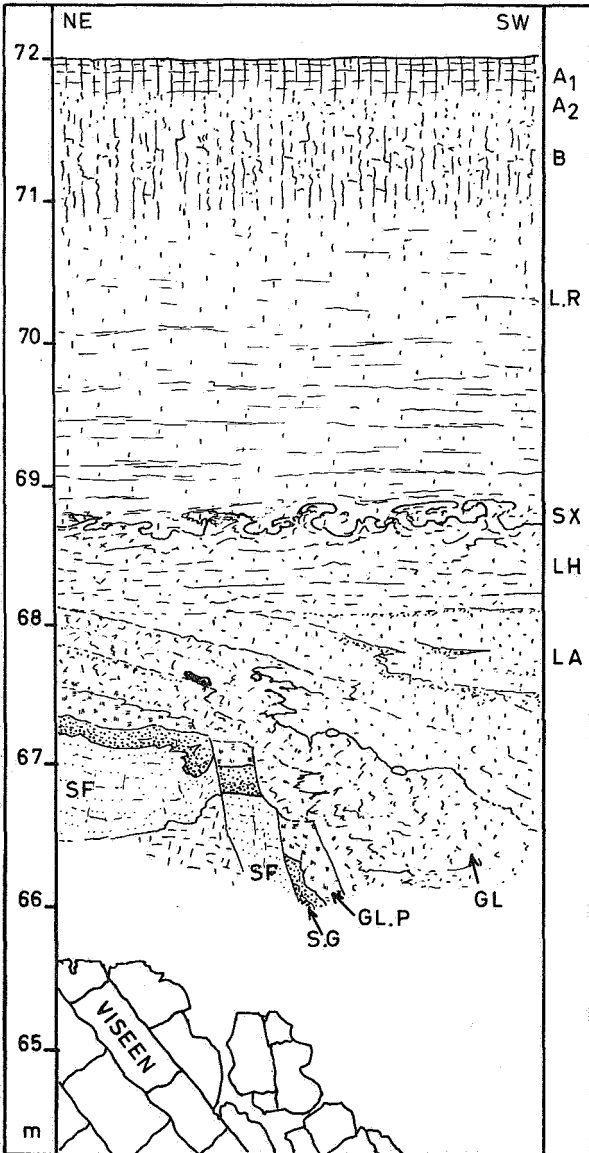
(Fig. 6.)

1. Le dégagement des morts-terrains de la paroi Est de cette carrière permet d'observer le recouvrement limoneux à hauteur de la surface de Blecquenecques. La topographie est onduleuse, coupée de larges vallonnements. C'est au voisinage de la Faille de Ferques, laquelle recoupe le Viséen, que les séries limoneuses sont le mieux conservées, les plus anciennes étant engagées dans des poches de dissolution.

2. Légende de la coupe.

A₁ et A₂ : Horizons A.

B : Horizon B bien développé. Couleur à 1 m de profondeur 7,5 YR 5/4.



**BLECQUENECQUES CARR NAPOLEON
FRONT EST 13 - VII - 1966**

FIG. 6. — Recouvrement limoneux de la Carrière Napoléon
(J. DE HEINZELIN-A. GAUTIER).

LR : Limon récent; légère stratification dans le bas, laquelle disparaît vers le haut. Couleur à 2,50 m de profondeur 10 YR 6/4.

SX : Solifluxion.

LH : Limon ancien à stratification horizontale, probablement résédimenté.

LA : Limon ancien engagé dans les poches de dissolution; beaucoup plus compact que LR. Couleur 10 YR 6/4 avec points noirs de couleur 10 YR 3/2. A la base s'alignent des cailloux de silex portant une profonde patine blanche et un enduit brun-noir.

GL : Paquets argilo-limoneux mélangés. Couleur moyenne 7,5 YR 5/6.

GL.P : Glaise panachée, fond 5 Y 7/2 (gris) avec taches 7,5 YR 7/8 (jaune rougeâtre).

SG : Sable grossier, taches d'hydroxydes. Son allure permet de suivre l'effondrement par compartiments de failles.

SF : Sable fin apparemment humifère. Facies des Sables d'Hydrequent.

Viséen : Substratum calcaire redressé au voisinage de la Faille de Ferques. Le contact avec les formations supérieures est obscurci par des cônes d'éboulis. Le calcaire du Bathonien affleure à faible distance.

3. Interprétation de la coupe.

Ainsi qu'on pouvait s'y attendre, cette topographie antérieure au Dernier Interglaciaire porte les témoins de plusieurs limons anciens sous un recouvrement plus général de limons récents.

F. — CROISEMENT DE ROUGE-BERNE.

Affleurement des « Argiles à biscuits » signalé par A. BONTE. Les « biscuits » sont des concrétions calcaires aplaties, sortes de « poupées de loess » précipitées dans un sédiment lité.

G. — CIRCUIT COLINCTHUN-BAZINGHEN.

Passe, par-dessus l'anticlinal d'Onglevert, du bassin de la Warcove à celui de la Slack-ruisseau de Bazingen.

De Bazingen, vue sur le paysage de capture : trouée de la Vallée Heureuse, butte de Ledquent (32 cm), marais de la Slack (5 m).

A. BONTE signale l'existence de dépôts quaternaires sur la butte de Ledquent.

Parcours des flancs de la vallée de la Slack par la route D 237. Au sud d'Ambleteuse, l'estuaire de la Slack a connu autrefois une extension considérable. Au début de notre ère il était peut-être encore ouvert jusqu'à Marquise. Au XVI^e siècle le port d'Ambleteuse avait encore une activité importante (BRIQUET, A., 1930). Ultérieurement, l'envahissement de dunes récentes et de pouliers obstrua l'estuaire, qu'on dut dégager artificiellement au moyen de chenaux et d'écluses.

Une vaste plaine marécageuse (alt. 5 à 10 m) s'étend actuellement depuis Slack jusqu'à Marquise.

H. — POINTE-AUX-OIES ET FALAISE A 800 M AU NORD.

La « forêt submergée » de la Pointe-aux-Oies est bien connue et fut autrefois décrite par G. DUBOIS et par A. BRIQUET. Son âge est holocène.

A environ 500 m plus au nord et à la faveur de la récession des falaises, A. BONTE a récemment observé une puissante formation quaternaire qui affleure en falaise jusqu'à quelque 25 ou 30 cm d'altitude. La minime portion qui en affleurerait autrefois avait été cartographiée comme Albien (présence de grains de glauconie remaniée).

La succession actuellement visible est la suivante :

- Dunes récentes ayant une grande extension au travers de l'estuaire de la Slack.
- Paléosol humique se reliant latéralement à la « forêt submergée » (contrôle pollinique et observations de terrain : Holocène).
- Butte de dépôts quaternaires anciens auxquels nous proposons ici de donner le nom de « Formation de la Slack » ⁽¹⁾ : gravier en banc/glaise alluviale/limon et sables lités emprisonnant parfois des concrétions semblables à celles des « argiles à biscuits »/gravier de base/noyau résistant de Purbeckien.

A première vue, cette formation précède l'établissement de la Surface de Ledquent comme, de façon similaire, la Formation de Wissant précède l'établissement de la Surface de Blecquenecques. Ce serait donc un premier témoin du drainage Slack-Vallée Heureuse.

(1) Commun accord A. BONTE-J. DE HEINZELIN.

La Pointe aux Oies.

M. BONTE conduit les participants à un point de la falaise qui a été longtemps discuté et qui est désigné dans la littérature locale sous le nom de « Dune aptienne ».

Il s'agit de formations argilo-sableuses finement litées ressemblant au Wealdien de la région où l'abbé LANGRAND avait signalé des concrétions calcaires qu'il avait désignées sous le nom de « biscuits ». P. PRUVOST ayant observé dans la masse de petits lits de sable glauconieux avait proposé d'en faire de l'Aptien.

Les conditions actuelles permettent d'interpréter différemment cet affleurement. Le substratum de la falaise est constitué par les grès calcareux du Portlandien supérieur surmontés du Purbeckien. Au-dessus, la formation argilo-sableuse litée repose sur le Jurassique dont la surface est irrégulière, par l'intermédiaire d'un cailloutis surmonté de 0 m, 50 à 1 m de sables non consolidés analogues aux sables des dunes.

Le cailloutis renferme, outre de gros éléments de grès portlandien roulés, mais provenant du voisinage immédiat, des galets de silex de toutes tailles très abondants et quelques galets de grès vert albien et même de craie. Il s'agit donc d'un dépôt quaternaire comblant un ancien chenal. Les biscuits, qu'on retrouve d'ailleurs dans la région de Marquise, sont des concrétions pédologiques développées dans les intercalations vaseuses.

Carrière du Fart.

Le fond de la carrière montre, sous les cailloutis, du Wealdien en place dans lequel le chenal quaternaire a été creusé.

I. — TRAVERSEE BAS-BOULONNAIS, CUESTA, ARTOIS. FLANDRE FRANÇAISE.

A partir de Wimereux, on suit la vallée du Ruisseau de Wimereux et on rejoint la route N.P. 42 à Belle-Houllefort, au pied du massif de la Forêt de Boulogne (Crétacé inférieur sur Kimmeridgien).

La route N.P. 42 parcourt le Bas-Boulonnais très vallonné (bocages) jusqu'à Colombert, après quoi s'annonce la cuesta du Crétacé supérieur, qui limite l'inversion de relief subie par le dôme.

Entre Nabringhen et Longueville, on rejoint une petite ensellure à 160 m d'altitude qui, d'une part, donne vue sur le Bas-Boulonnais ou Grand-Boulonnais, vers le sud, et, d'autre part, livre une courte échappée vers le Pays de Licques ou Petit-Boulonnais (J. GOSSELET).

Cette selle n'est pas un col perché mais plutôt une incision accidentelle intervenue au cours de la récession de la ligne de faîte de la cuesta.

Cette ligne de faîte se prolonge par plusieurs monts isolés jusqu'au Moulin de Verval à 208 m. Le Mont de Brunembert, à 180 m, domine le col perché d'Escœuilles à 133 m.

La connexion entre Grand- et Petit-Boulonnais s'établit ici au niveau de la Surface de la Forêt de Boulogne. Depuis l'abandon du col, le réseau hydrographique conséquent du Pays de Licques a continué de creuser, atteignant comme dans le Grand-Boulonnais le Jurassique et même, en un point, le Primaire. La Hem s'échappe de ce grand cirque d'érosion par la cluse de Tournehem.

En 1895, les participants de la Session Extraordinaire visitèrent à la suite de GOSSELET la région et les affleurements situés entre la Station de Journy et Fouquerolles : Ventu (hauteurs sur le Crétacé), cirque du Pays de Licques, pointement de Famennien.

Après un long parcours droit sur la faîte de l'Artois (alt. 211 à 196 m), la route N.P. 42 descend dans la vallée du Blequin, puis à Lumbres dans celle de l'Aa. Plusieurs dépôts de terrasses fluviatiles s'étagent au flanc de la Vallée de l'Aa.

Le plus élevé (exceptant quelques formations résiduelles mal situées stratigraphiquement) est celui de la Formation d'Helfaut, culminant à 92 m à la localité-type (coupe ci-après).

En contrebas se situe la Formation du Petit-Brand (60 à 70 m à la localité-type), appelée par certains auteurs « Terrasse de 30 m de l'Aa », avec (?) Acheuléen roulé (coupe ci-après). Plus récente encore est la Formation d'Arques, explorée autrefois par PONTIER (« Mammouth d'Arques » et (?) Moustérien) et divisée par lui en deux sous-formations : La Garenne et Neufossé.

Chacune de ces formations paraît correspondre à une série de planations, plus au nord sur la Flandre Française : respectivement Surface d'Ebblinghem, Surface de Staple, Surface de Wardrecques.

Dominant ce paysage largement déblayé par une succession de cycles d'érosion, la butte résiduelle du Mont Cassel conserve la série des formations marines tertiaires qui ont envahi cette partie de la Flandre : quatre étages éocènes plus le chapeau de Néogène tant discuté sous le nom de « Diestien ».

J. — FORMATION D'HELFAUT.

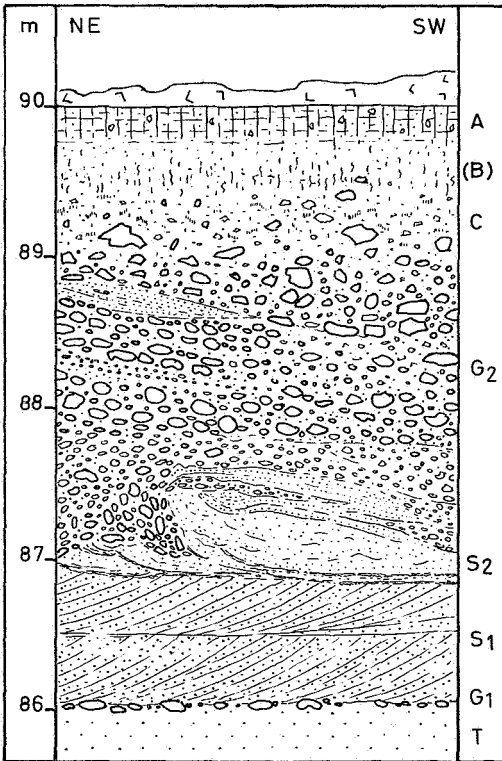
(Fig. 7.)

1. La coupe suivante est visible en face du petit monument pyramidal qui est encore préservé par l'exploitation, non loin du point d'altitude maximum atteint par le paquet de cailloutis. Le substratum est bien visible dans les anciennes carrières situées au pied des ballastières : sable landénien sur craie senonienne.

2. Légende de la coupe.

Recouvrement de déblais.

A : Horizon A de texture sableuse, meuble; teinte grise.



HELFAUT - MONUMENT
12 - VII - 1966

FIG. 7. — Coupe de la Formation d'Helaut à la localité-type
(J. DE HEINZELIN-A. GAUTIER).

(B) : Horizon structuré friable, peu exprimé; peut-être partie dégradée de paléosol.

C : Argile contenant des galets dispersés; nombreuses taches de gley.

G₂ : Gravier principal contenant de rares intercalations sableuses. Pas de phénomènes périglaciaires observables.

S₂ : Sable à grain moyen, légèrement argileux, plus grossier au sommet. Séparé de S₁ par une entrecouche d'argile colorée de franges noires, d'origine minérale plutôt qu'humique.

S₁ : Sable très grossier, rude, réparti en deux couches à stratification oblique.

G₁ : Gravier mince, à la base de la « Formation d'Helfaut ».

T : Tertiaire, sable fin glauconifère du Landénien.

3. Composition des cailloutis.

Des comptages faits sur des éléments prélevés au hasard livrent les résultats suivants, en % :

| | S.A. | S.C.E. | S.C.F. | S.R. |
|--------------------------------------|------|--------|--------|------|
| Helfaut A (90 m) | 6 | 51 | 37 | 6 |
| Helfaut G ₂ (88 m) | 2 | 88 | 10 | <1 |
| Helfaut G ₁ (86 m) | 15 | 33 | 41 | <1 |

où S.A. : silex arrondis;

S.C.E. : silex cassés émoussés;

S.C.F. : silex cassés frais;

SR. : silex à patine particulière, rouge; presque tous cassés frais.

Les silex cassés peuvent selon toute vraisemblance être interprétés comme congéfracts. Ils sont relativement abondants à l'état frais à la base de la formation alors qu'ils sont pratiquement tous émoussés et roulés dans le banc de gravier principal. Il est donc probable que le dépôt fait suite à une période glaciaire.

En surface, s'est développée ultérieurement une patine particulière dans des conditions de pédogenèse indéfinies et, d'autre part, de nouvelles fractures de gel sont intervenues.

Il est intéressant de comparer ces comptages avec ceux des cailloutis de la Surface d'Ebblinghem (route de Staple, à Ebblinghem, alt. 65 m) :

S.A. = 22; S.C.E. et S.C.F. = 43; S.R. = 13; grès rubéfié (?) Landénien = 17; grès rubéfié (?) Néogène = 4; oolithe silicifiée = < 1.

La composition est ici beaucoup plus variée car on se trouve déjà sur l'auréole des terrains tertiaires. Un seul échantillon d'oolithe silicifiée fut recueilli.

4. **Interprétation.**

La formation d'Helfaut est définie de G_1 à G_2 . Sa nature fluviatile ne fait aucun doute. Elle succède vraisemblablement à une période glaciaire mais ne porte elle-même aucune trace de phénomènes périglaciaires *in situ*.

K. — FORMATION DE PETIT-BRAND.

(Fig. 8.)

1. La coupe suivante est visible à l'extrémité NW de la concession des ballastières de Petit-Brand ⁽¹⁾. Elle présente à 70 m d'altitude le bord externe d'une terrasse fluviale, dont les cailloutis ne descendent pas au-dessous de 60 m. La puissance de la formation est donc de l'ordre de 10 m à cet endroit.

2. **Légende de la coupe.**

A_1 et A_2 : Horizons A.

B : Horizon B peu marqué dans le gravier mais mieux développé dans le limon. Répartition en bandes vers le bas. Couleur dans le limon : 7,5 YR 6/6.

LR : Limon récent peu compact, doux au toucher, éolien. Couleur 10 YR 6/3 à 6/4.

GC : Gravier lavé et classé, matrice meuble et poreuse. Probablement colluvié sur pente.

GT : Gravier de terrasse, compact, emballé dans une matrice argilo-sableuse cohérente de couleur 5 YR 5/6 à 5/8. Éclats et bifaces roulés de facture acheuléenne cités dans PREVOST, R., 1958.

P : Liséré formé d'une argile plastique, collante, de couleur 7,5 YR 3/2 avec taches 5 YR 4/4. Résulte vraisemblablement de migrations colloïdales jointes à la décalcification.

Substratum de craie quelque peu démantelée.

(1) Non visité par la Session; emplacement observé d'Helfaut.

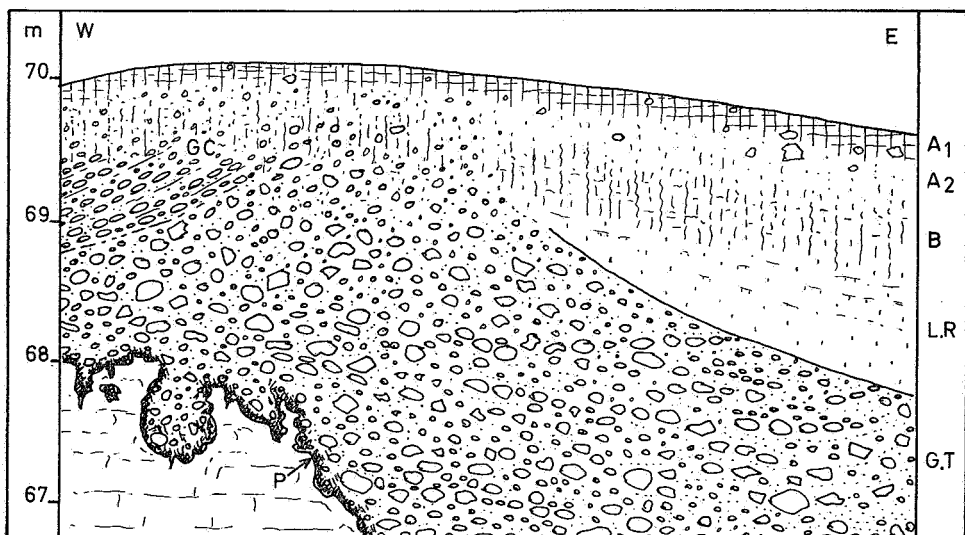


FIG. 8. — Coupe de la Formation de Petit-Brand à la localité-type, bord externe de la terrasse fluviale.

(J. DE HEINZELIN-A. GAUTIER).

3. Composition des cailloutis.

Comptage dans GT à 68,50 m sur des éléments prélevés au hasard :

S.A. = 5; S.C.E. = 60; S.C.F. = 35; S.R. = 0.

Cette composition est intermédiaire entre celle de Helfaut G₁ et Helfaut A : grande abondance de congélicracts frais et roulés.

4. Interprétation.

La Formation de Petit-Brand est définie par GT. Tout comme la formation d'Helfaut, ce dépôt fluviatile succède à une glaciation.

L. — BRIQUETERIE SCHABALLIE A POPERINGE.

Une publication en cours est réservée à cette coupe, par J. DE CONINCK, A. GAUTIER et J. DE HEINZELIN.

Il nous suffit ici de résumer la succession :

Limons récents/Base des limons récents riche en débris de vertébrés/Tourbe et paléosols interglaciaires/Limons anciens/Argile d'Ypres.