

SÉANCE MENSUELLE DU 16 JUIN 1953.

Présidence de M. A. GROSJEAN, président.

Sont admis en qualité de membres effectifs de la Société, sur la proposition du président :

MM. GILBERT GAUTHIER, Ingénieur civil des Mines. Assistant à l'Institut Agronomique (Service Géologie) à Gembloux; présenté par MM. L. Gerlache et G. Manil.

Dr. J. H. VAN VOORTHUYSEN, Géologue, Service géologique des Pays-Bas, Spaarne, 17, Haarlem; présenté par MM. A. Pannekoek et A. Delmer.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

- 10834 *Disler, J.* Die kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finnland. Helsinki, 1953, 108 pages, 39 figures et 4 planches.
- 10835 *Fairbanks, H. R.* et *Berkey, Ch. P.* Life and letters of R. A. F. Penrose, Jr. New York, 1952, 765 pages et photos.
- 10836 *Hanlon, F. N.*, *Joplin, G. A.* et *Noakes, L. C.* Review of Stratigraphical nomenclature. Sydney, 1952, 4 pages.
- 10837 *Maubeuge, P. L.* Sur la présence de surfaces taraudées d'un type spécial dans le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris. Paris, 1953, 3 pages.
- 10434 *Société Nationale des Distributions d'Eau.* Rapports présentés par le Conseil d'Administration et par le Comité de Surveillance à l'Assemblée Générale du 2 juin 1953. Bruxelles, 1953, 64 pages.
- 10646 *Rothe, J. P.* Séismologie. Deuxième partie. Observations des stations françaises 1947 et 1948. Strasbourg, 1952, 102 pages.

Communications des membres :

J. H. VAN VOORTHUYSEN. — *La limite plio-pléistocène dans le bassin de la mer du Nord.* Cette communication, en l'absence de l'auteur, est présentée par M. M. GULINCK. (Texte ci-après.)

G. MORTELMANS. — *Efforts calédoniens et efforts hercyniens dans le Silurien de l'Orneau.* (Texte ci-après.)

J. M. GRAULICH. — *Découverte d'un horizon à Reticuloceras reticulatum à Booze.* (Texte ci-après.)

La limite plio-pléistocène dans le bassin de la mer du Nord (*),

par J.-H. VAN VOORTHUYSEN.
(Service géologique des Pays-Bas.)

En 1950 nous avons publié une communication sur la coupe plio-pléistocène dans le port pétrolier nouvellement creusé au Kruisschans, près d'Anvers (van Voorthuysen et Pannekoek). Quoique nous nous y soyons servis de la terminologie stratigraphique belge (Tavernier et Gulinek, 1950, et de Heinzelin de Braucourt, 1950), nous avons émis quelques doutes sur l'exactitude de cette terminologie (1).

Dans cette publication (p. 212) nous avons pu faire mention d'une sédimentation synchronique du Coralline Crag dans l'Angleterre orientale et de la soi-disant brèche de bryozoaires, mollusques et échinodermes dans le sous-sol de la partie occidentale de notre province du Brabant septentrional (voir van Voorthuysen, 1950, sondage Bréda) que nous considérons comme scaldisien. Plus tard M. Lagaay (1952) confirma ce fait dans ses études sur les bryozoaires. Déjà en 1949 M. Wirtz, se basant sur ses études des mollusques, considérait le Gedgravian (Coralline Crag) de l'Angleterre orientale comme synchronique avec le Scaldisien, mais cette conception n'est pas partagée par MM. M. Glibert et J. de Heinzelin de Braucourt de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique à Bruxelles, comme j'ai pu le constater par voie d'entretiens personnels.

(*) Manuscrit remis à la séance.

(1) P. 205 : « Malgré ces différences, nous avons, pour ne pas compliquer la terminologie, appliqué les termes « Diestien inférieur et supérieur » et « Scaldisien » dans le sens qu'on leur attribue dans le compte rendu mentionné ci-dessus ».

Tandis qu'au Kruisschans cette brèche de mollusques, bryozoaires et échinodermes n'a que quelques mètres d'épaisseur, ce même dépôt dans le sous-sol de Bréda est, au contraire, épais de plus de 50 m, tandis que la base dépasse une profondeur de 100 m. En ce qui concerne le Coralline Crag, dont le développement est si caractéristique dans l'Angleterre orientale, et qui consiste aussi pour la plus grande partie en une brèche de bryozoaires, mollusques et échinodermes avec une quantité minime d'éléments anorganiques, la conception générale est celle-ci : les éléments de faune mentionnés, appartenant principalement à la zone épinéritique, ont été rapprochés par les mouvements des vagues vers la côte, où ils ont été réunis en des bancs sous-marins qui manifestent une stratification entrecroisée.

C'est pour cette raison que la profondeur sur laquelle ces sédiments caractéristiques ont été déposés doit avoir été très limitée. Aussi, en cas d'une profondeur de 50 m, nous faut-il admettre un mouvement relatif de la surface en rapport avec la mer. Ce fait est d'importance quand nous examinons l'épaisseur actuelle et la situation du Scaldisien dans le facies du Coralline Crag dans le sous-sol du Kruisschans et de Bréda. Quoique le Scaldisien dans le sous-sol du Kruisschans ait pu avoir été quelque peu plus épais qu'à présent, il n'aura certainement pas avoir eu la même épaisseur que dans le sondage Bréda. C'est pourquoi nous devons admettre une subsidence lente et inégale, probablement plus ou moins locale, avec une charnière dans le voisinage d'Anvers (voir fig. 1). Après la sédimentation de ces dépôts nous croyons qu'il y a eu une période d'érosion assez intense à la fin du Scaldisien, parce qu'il se présente dans le milieu littoral du dépôt Poederlien beaucoup de fossiles remaniés (presque tous les bryozoaires, plusieurs mollusques et foraminifères) provenant d'une faune qui a vécu dans le Scaldisien.

M. Lagaay, cependant, rendait le problème encore plus compliqué en considérant le Poederlien comme la phase littorale transgressive de l'Amstélien (Lagaay, 1952, pp. 202-204, etc.), tandis que, jusqu'ici, le Poederlien fut généralement dénommé le facies littoral du Scaldisien. M^{lle} Schreuder avait déjà proposé en 1950 de concevoir le Poederlien comme un facies littoral de l'Amstélien. Nos études sur les foraminifères ne contredisent pas la conception de M^{lle} Schreuder et de

M. Lagaay, qui place le Poederlien dans l'Amstélien, par conséquent dans le Pléistocène; au contraire, le pourcentage relativement élevé de foraminifères « froids », tels qu'*Elphidiella* cf. *arctica* et *Eponides frigidus*, soutient cette opinion parfaitement. Voilà pourquoi nous avons changé dans le sondage Bréda (van Voorthuysen, 1950) la dénomination « Amstélien » en « Poederlien » et « Poederlien-Scaldisien » en « Scaldisien ».

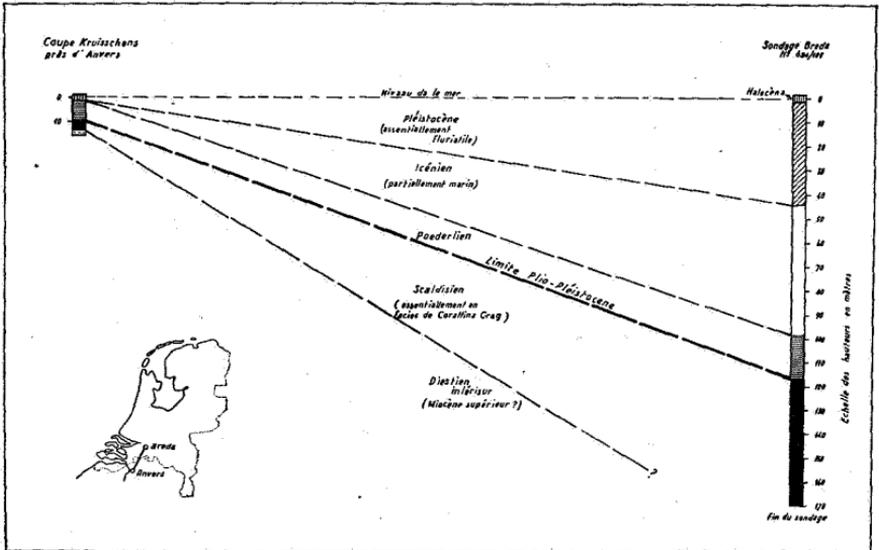


FIG. 1.

Aussi longtemps que la localité type du Poederlien (Vincent, 1889) ne sera pas soumise à un nouvel examen faunistique, nous ne pouvons agir autrement, vu les foraminifères qui ont produit aux Pays-Bas depuis de nombreuses années déjà des données stratigraphiques sûres, que d'appuyer les opinions de M. M. Wirtz (1949) et Lagaay (1952), qui ne se conforment pas à l'interprétation de M. Halet (1934 et 1935).

Contrairement au Scaldisien, le Poederlien de cette coupe a dans son ensemble une épaisseur presque égale des deux côtés de la frontière hollando-belge. C'est pourquoi nous admettons pendant le Poederlien une subsidence lente et régulière et une sédimentation assez lente (voir fig. 1). En examinant l'extension de la transgression du Poederlien en Belgique et dans l'Angle-

terre orientale, nous constatons que ce mouvement tectonique s'est fait ressentir sur une étendue beaucoup plus large que la subsidence plus limitée dans le sous-sol du Kruisschans et de Bréda, laquelle a causé les grandes différences en épaisseur et profondeur du Scaldisien dans le facies du Coralline Crag.

A première vue, cependant, on pourrait s'étonner qu'on fasse commencer le Pléistocène avec une transgression, i.e. celle du Poederlien, qui représente, d'après la conception récente, le facies transgressif de l'Amstélien.

Pourtant le Poederlien — qu'on peut identifier d'après la nouvelle conception avec le Walton Crag anglais — manifeste en Belgique et dans l'Angleterre orientale un caractère transgressif indéniable. Aussi le caractère transgressif du Poederlien n'est pas dû en premier lieu à un changement eustatique glacial du niveau de la mer, mais plutôt à des mouvements tectoniques de la plate-forme continentale.

Pendant l'Icénien — après le Poederlien — eut lieu de nouveau une subsidence inégale ainsi que dans le Scaldisien (voir fig. 1). La charnière, cependant, se trouvait un peu plus vers le Nord, car l'Icénien près d'Anvers ne s'est plus développé en facies marin.

Afin de démontrer l'influence de la tectonique sur la sédimentation et le caractère transgressif du Poederlien, causé par celle-ci, nous avons construit la coupe schématique depuis le Kruisschans, dans la proximité d'Anvers jusqu'au sondage hollandais près de Bréda (n° 624/108 du Service Géologique des Pays-Bas).

Notre figure schématique avait pour seul but de donner une solution possible de la contradiction apparente d'un Poederlien transgressif, puisque nous admettons que ce dépôt n'inaugure pas seulement l'époque pléistocène dans la région de la mer du Nord, mais représente encore la phase littorale transgressive de l'Amstélien.

BIBLIOGRAPHIE.

- BADEN-POWELL, D. F. W., 1950. The Pliocene-Pleistocene Boundary in the British Deposits (*Rep. XVIIIth Sess. Int. Geol. Congr., Great Britain 1948*, IX, pp. 8-10).
- CARTER, D. J., 1951. Indigenous and Exotic Foraminifera in the Coralline Crag of Sutton, Suffolk (*Geol. Mag.*, LXXXVIII, pp. 236-248).

- CHAVAN, A., 1950. Tableau de corrélation des formations pliocènes et quaternaires ouest-méditerranéennes européennes, atlantiques et nordiques [*Bull. Soc. Géol. France*, (5), XX, pp. 421-431].
- FLORSCHÜTZ, F. & SOMEREN, ANNA M. H. (VAN), 1950. The paleobotanical boundary Plio-Pleistocene in the Netherlands (*Rep. XVIIIth Sess. Int. Geol. Congr., Great Britain 1948*, IX, pp. 40-46).
- HALET, F., 1934. Les formations néogènes au Nord et à l'Est de la ville d'Anvers (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, t. XLV, pp. 141-147).
- 1935. Hydrologie de la région campinoise entre la ville d'Anvers et la frontière hollandaise (*C. R. VI^e Congrès National des Sciences, Bruxelles, 19-23 juin*, pp. 793-798).
- HEINZELIN DE BRAUCOURT, J. (DE), 1950a. Stratigraphie pliocène et quaternaire observée au Kruisschans. I: Analyse stratigraphique (*Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, XXVI, 40, pp. 1-38).
- 1950b. Idem. II: Conclusions (*Ibid.*, XXVI, 41, pp. 1-22).
- 1952. Note sur les coupes de l'écluse Baudouin à Anvers (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, LXI, fasc. 1, pp. 106-108).
- KING, W. B. R. & OAKLEY, K. P., 1949. Definition of the Pliocene-Pleistocene Boundary (*Nature*, CLXIII, pp. 186-187).
- LAGAAIJ, R., 1952. The Pliocene *Bryozoa* of the low countries and their bearing on the marine stratigraphy of the North Sea Region (233 p., *Thèse*, Leiden).
- PANNEKOEK, A. J. & VOORTHUYSEN, J. H. (VAN), 1950. Some remarks on the marine lower Pleistocene of the Netherlands (*Rep. XVIIIth Sess. Int. Geol. Congr., Great Britain 1948*, IX, pp. 74-77).
- SCHREUDER, A., 1950. De grens tussen plio- en pleistoceen gebaseerd op de zoogdierfauna's [*Geologie en Mijnbouw*, (n.s.), XII, 1, pp. 15-19].
- TAVERNIER, R., 1949. Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, LVII, pp. 609-641).
- TAVERNIER, R. et GULINCK, M., 1950. Compte rendu de l'excursion du 10 décembre 1949 aux travaux de terrassement du nouveau port pétrolier d'Anvers (*Ibid.*, LVIII, pp. 389-399).
- TESCH, P., 1950. Het grensvlak Plioceen-Pleistoceen [*Geologie en Mijnbouw*, (n.s.), XII, 1, pp. 5-6].
- VLERK, I. M. (VAN DER), 1950. Correlation between the Plio-Pleistocene Deposits in East Anglia and in the Netherlands (*Rep. XVIIIth Sess. Int. Geol. Congr., Great Britain 1948*, IX, pp. 101-106).
- 1951. Zeeland in het IJstijdvak (*Kon. Ned. Akad. van Wetensch., Academiedagen*, IV, pp. 110-124).
- VLERK, I. M. (VAN DER), en FLORSCHÜTZ, F., 1950. Nederland in het IJstijdvak. De geschiedenis van flora, fauna en klimaat, toen aap en mammoet ons land bewoonden (287 p., Utrecht).

- VOORTHUYSEN, J. H. VAN, 1950. The plio-pleistocene Boundary in the Netherlands based on the Ecology of *Foraminifera* [*Geologie en Mijnbouw*, (n.s.), XII, 1, pp. 26-31].
- VOORTHUYSEN, J. H. VAN et PANNEKOEK, A. J., 1950. La distribution verticale des foraminifères du Diestien, du Scaldisien et du Poederlien au Kruisschans près d'Anvers (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, LIX, pp. 204-212).
- WIRTZ, D., 1949. Die Fauna des Sylter Crag und ihre Stellung im Neogen der Nord-see (*Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, XIX, pp. 57-76).
- WIRTZ, D. & ILLIES, H., 1951. Lower Pleistocene stratigraphy and the Plio-Pleistocene Boundary in Northwestern Germany (*Journ. of Geol.*, Vol. 59, 5, pp. 463-471).

**Efforts calédoniens et efforts hercyniens
dans le Silurien de la vallée de l'Orneau,**

par G. MORTELMANS.

**1. AVANT-PROPOS : PRÉSENTATION DU PROBLÈME
ET DE LA MÉTHODE UTILISÉE.**

Depuis deux années environ j'ai entrepris, seul ou avec l'aide de mes élèves, la revision de la stratigraphie et de la tectonique du vieux massif calédonien du Brabant.

Au cours de cette revision, j'ai été amené à accorder une valeur très grande aux divers types de schistosité oblique qui recoupent, avec un développement très inégal d'ailleurs, les assises du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien : schistosité de flux ou clivage schisteux proprement dit (« flow cleavage »), schistosité de fracture ou clivages fracturant et cisailant (« fracture and slip cleavages »). C'est qu'en effet, cette schistosité oblique apporte un critère de toute première importance dans le contrôle des allures tectoniques observées ou déduites, puisqu'elle est — de très nombreuses observations l'ont depuis longtemps prouvé pour l'ensemble du massif du Brabant — normalement parallèle en direction et en inclinaison avec la surface axiale des plis associés. En même temps elle

fournit un moyen aisé de déterminer l'ordre de succession, normal ou inverse, des séries étudiées (1).

Provoquée par des efforts venus du secteur Nord, la schistosité décrit, en direction, un vaste arc ouvert au Nord, généralement conforme à celui que décrivent les plis calédoniens : elle est orientée W.NW à l'Ouest des vallées de la Thisnes et de l'Orneau, E.W dans celles-ci, E.NE plus à l'Est. Son inclinaison vers le N.NE, le Nord ou le N.NW est, en moyenne, voisine de 60 à 80°.

Il apparaît ainsi que schistosité oblique et plissement sont, dans le massif du Brabant, étroitement liés et qu'ils résultent, selon toute vraisemblance, des mêmes forces tectoniques (5, 6).

Aussi, toutes les fois que cette schistosité montre des inclinaisons aberrantes, comme, par exemple, une faible pente Nord ou une inclinaison au Sud (2), est-on en droit de considérer celles-ci comme secondairement acquises et comme constituant l'enregistrement d'efforts ultérieurs venus déranger une schistosité calédonienne d'inclinaison normale. La critique des faits

(1) A l'intention des lecteurs qui ne sont pas familiarisés avec ces méthodes d'analyse structurale, je rappellerai que si les processus ayant donné naissance aux différents types de schistosité oblique sont encore discutés, l'observation empirique et statistique a montré, depuis Van Hise, tout le parti qu'on peut tirer de leur utilisation dans la résolution de problèmes tectoniques compliqués : détermination de la forme des plis associés (plis droits, déjetés, déversés, etc.), détermination de la position des axes des plis par rapport à l'observateur, contrôle de l'ordre de succession, normal ou inverse, des séries étudiées, détermination et mesure du plongement axial des plis, etc. Ceci découle du fait que, pour autant que la schistosité oblique apparaisse en même temps que les plis ou que, postérieure à ceux-ci, elle résulte d'efforts de même sens que ceux qui les ont produits, elle est parallèle en direction et en inclinaison avec les surfaces axiales de ces plis. Il existera, de ce fait, presque toujours un angle entre la stratification et la schistosité, angle dont l'inclinaison relative permettra la résolution des problèmes cités, qu'il s'agisse de sections verticales ou horizontales. Lorsque ce parallélisme n'existe pas, c'est que la schistosité est née de l'action de forces ultérieures d'orientation différente. Si ce parallélisme n'existe qu'en direction et non en inclinaison, on a généralement affaire à une schistosité secondairement déformée. Ces restrictions montrent que l'application pratique des critères fournis par la schistosité oblique doit se faire avec prudence et esprit critique (3, 10).

(2) D'après nos observations, c'est en général l'inclinaison seule de la schistosité qui montre parfois des valeurs aberrantes : sa direction régionale reste le plus souvent inchangée.

de terrain montre d'ailleurs — on le verra plus loin — qu'il ne peut s'agir que d'une schistosité calédonienne déformée et non de la superposition à des structures plissées calédoniennes d'une schistosité d'âge hercynien.

En rendant à cette schistosité aberrante une inclinaison conforme à la moyenne régionale observée, — 70° N dans le cas présent, — on replace les couches affectées dans une position aussi voisine que possible de leur situation tectonique originelle, déterminant de la sorte, par un artifice d'application aisée, l'intensité et le style des déformations secondairement imposées.

C'est cette méthode que nous nous proposons d'appliquer à la coupe de la vallée de l'Orneau, dont la partie proche de la couverture dévono-carbonifère montre une série de traits tectoniques aberrants qui trouvent, de la sorte, une explication simple et rationnelle.

2. LE SILURIEN DE LA VALLÉE DE L'ORNEAU : ÉVOLUTION DES IDÉES QUANT A SA TECTONIQUE.

La vallée de l'Orneau fournit une des coupes les plus classiques dans l'Ordovicien et le Silurien du flanc Sud du massif brabançon. Elle est la seule, en effet, à exposer une succession continue, normale et régulière, depuis le Trémadoc jusqu'au Ludlow moyen. Elle permet, d'autre part, d'étudier en détail les caractères de la discordance du Givétien sur le Silurien. Aussi la coupe de la vallée de l'Orneau a-t-elle fait l'objet de nombreuses excursions et de plusieurs descriptions totales ou partielles. Rares toutefois sont celles qui s'occupent des problèmes tectoniques; nous n'en pouvons guère citer que trois (5, 8, 9).

En 1903, C. MALAISE en donne une coupe d'ensemble dans le compte rendu de la Session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique (9). Cette coupe montre (pl. I, fig. 2) qu'au Sud de Grand-Manil apparaissent, au-dessus des schistes grauwackeux à « porphyroïdes » (tufs volcaniques) du Caradoc et de l'Ashgill, de puissantes assises siluriennes où l'auteur reconnaît trois subdivisions : à la partie inférieure, un complexe de schistes noirâtres fossilifères, d'âge Llandovery, comportant très près de la base un horizon de brèches rhyolitiques (« eurites quartzieuses »); au milieu, un complexe de schistes gris bleuâtre,

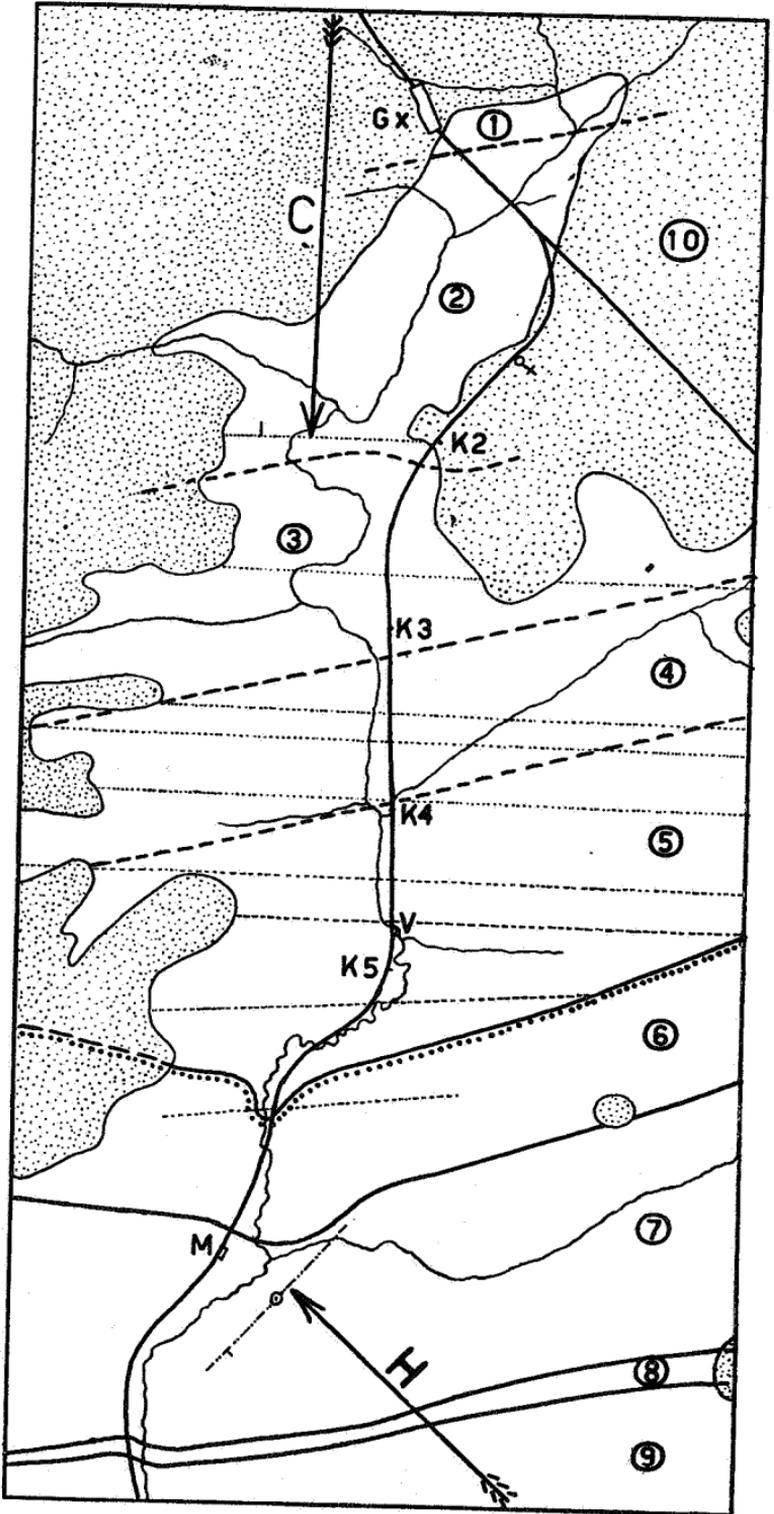


FIG. 1.

avec bancs de quartzites, rapportés au Wenlock (« assise de Corroy »); à la partie supérieure, une série de schistes gris bleuâtre, avec quelques psammites intercalés, attribués au Ludlow (« assise de Monstreux »). Le Llandovery, de même que les couches ordoviciennes sous-jacentes, incline fortement au Sud; les couches de l'assise de Corroy, observées dans les tranchées du chemin de fer au Nord de Vichenet, sont affectées d'une série de larges plis réguliers; celles de l'assise de Monstreux reprennent, entre Vichenet et Alvaux, une forte pente vers le Sud.

En 1920, P. FOURMARIER, dans son important mémoire sur la tectonique du Brabant et des régions voisines (5, pp. 41-44 et 77, fig. 14 et 22), décrit à son tour en détail la coupe de l'Orneau. La synthèse tectonique à laquelle il arrive diffère quelque peu de celle proposée par C. MALAISE (pl. I, fig. 3); les couches de l'assise de Vichenet (= assise de Monstreux) lui paraissent occuper, à hauteur de Vichenet, le centre d'un synclinal encadré, au Nord comme au Sud, par celles de l'assise de Corroy. Celles-ci montrent, comme chez C. MALAISE, au Nord de la borne K 4 du chemin de fer, un pli en S formé d'un synclinal régulier au Nord, d'un anticlinal régulier au Sud. Par contre, au Sud de Vichenet, P. FOURMARIER donne aux couches qui forment le flanc Sud du synclinal de la halte de Vichenet une pente Nord

LEGENDE DE LA FIGURE 1.

FIG. 1. — Esquisse géologique et structurale de la région de l'Orneau, entre Gembloux et Mazy, montrant la déviation de la schistosité calédonienne par les charriages hercyniens :

Gx = Station de Gembloux; V = Halte de Vichenet; M = Station de Mazy.

- 1 : Trémadoc; 2 : Ordovicien moyen et supérieur; 3 : Llandovery;
4 : Wenlock; 5 : Ludlow; 6 : Givétien; 7 : Frasnien; 8 : Famennien;
9 : Dinantien; 10 : Bruxellien.

Tirets : limites approximatives des subdivisions stratigraphiques du socle calédonien.

Traits pleins : limites des subdivisions stratigraphiques de la couverture hercynienne et de la couverture éocène.

Fins tirets : directions de la schistosité oblique calédonienne.

Fins tirets et doubles points : direction de la schistosité oblique hercynienne.

Flèche C : sens des poussées calédoniennes.

Flèche H : sens des charriages hercyniens.

différente de la pente Sud proposée par C. MALAISE. « En règle générale, écrit-il, le Silurien se présente, le long de l'Orneau, avec une forte inclinaison; les plis sont peu nombreux mais bien marqués et leurs deux flancs ont à peu près le même pendage...; ils ne montrent pas de déversement bien caractérisé dans un sens ou dans l'autre ». Plus loin P. Fourmarier constate (p. 77, fig. 22) que le clivage des roches siluriennes a une direction constante de N 75° à N80° E, avec une inclinaison générale de 75° à 85° vers le Nord, pouvant exceptionnellement descendre à 45°. Il constate encore que là où les roches sont plissées, comme, par exemple, au Nord de la borne 4, on observe des variations intéressantes du clivage : là où les couches inclinent vers le Sud, le clivage incline au Nord, tandis qu'à une pente Nord des couches correspond une pente Sud du clivage. Des faits analogues peuvent s'observer en face de Vichenet, où les couches forment bassin. Soulignons enfin que pour P. FOURMARIER schistosité et plissement sont, dans cet ouvrage déjà, deux aspects d'un même phénomène tectonique et que le clivage des schistes siluriens est attribué aux efforts calédoniens.

En 1933, F. KAISIN publie trois notes fondamentales où il expose l'essence même de ses conceptions sur la tectonique du Bassin de Namur. Dans la troisième, qui est consacrée à l'étude de la bordure septentrionale du bassin (7), il reprend l'examen structural de la coupe de l'Orneau. Après avoir rappelé l'existence des plis droits ou à peine déjetés, décrits et figurés par C. MALAISE et P. FOURMARIER, il écrit : « N'était le très grand développement d'un feuilletage généralement transversal à la stratification..., on pourrait presque dire que l'allure de ces plis est jurassienne ». « Mais, ajoute-t-il, au delà de l'extrémité Sud de celle-ci (= la tranchée du km 4), une belle série d'affleurements bordant la route, qui longe le chemin de fer, permet de poursuivre les observations à peu près jusqu'au droit de la halte de Vichenet, et dans cette section, les allures se modifient de manière extrêmement nette. L'existence de plusieurs plis s'y révèle par la présence de charnières tout à fait distinctes, très différentes de celles qu'on voit le long de la voie ferrée. Le rayon de courbure des plis a fortement diminué; les anticlinaux n'affectent plus la forme de voûtes régulières, mais de pliures; et le déversement Nord est très accentué ». « Tectoniquement parlant, poursuit-il, il faut donc distinguer deux zones dans le Silurien de l'Orneau : l'une... ne montre pas de déversement,

mais l'autre, *la plus rapprochée de la bordure septentrionale du bassin de Namur* ⁽³⁾, est plissée en accordéon et nettement déversée au Nord. Ces constatations, aisées à vérifier sur le terrain, ont une signification qui ne peut échapper à aucun tectonicien ».

Plus loin, F. KAISIN, étudiant l'allure de la discordance du Givétien sur le Silurien, exprime son opinion qu'il s'agit d'une « superposition anormale », le poudingue d'Alvaux portant souvent, à sa face inférieure, des stries mécaniques, profondes de plusieurs millimètres : en cet endroit, écrit-il, le Givétien a donc glissé sur son substratum silurien.

Dans la suite de sa note, il précise sa pensée à diverses reprises, sa conception finale étant celle d'un glissement d'ensemble, véritable charriage au méridien de l'Orneau, des plateaux du bord Nord du Bassin de Namur, avec entraînement corrélatif « du substratum qui obéit dans la mesure où il est déformable ». Il y a donc, pour F. KAISIN, surimposition de la tectonique hercynienne à la tectonique calédonienne, qui, au voisinage de la surface suivant laquelle se manifeste la discordance, a été profondément modifiée. Cette surface de discordance devient d'ailleurs, dans sa conception, une véritable surface de charriage, vue exprimée graphiquement dans la planche IX qui accompagne la note, où l'on voit une faille de charriage séparer les plateaux du bord Nord du Bassin de Namur du Silurien de l'avant-pays brabançon entraîné vers le Nord.

Dans ses conclusions, enfin, F. KAISIN énumère comme preuves des sollicitations imposées à la bordure septentrionale du bassin de Namur et à son substratum silurien, toute une série de dislocations appartenant au genre charriage : 1° le glissement des couches inférieures sur leur substratum schisteux, avec le cortège habituel des phénomènes d'entraînement — plis déjetés et déversés, à charnières très pincées, failles de second et de n° ordre s'amortissant en profondeur, *laminage et naissance du feuilletage transverse* ⁽⁴⁾ —; 2° les glissements bancs sur bancs, avec production des stries de plissement; 3° de véritables failles de charriage, prenant les couches en écharpe

(3) Souligné dans le texte.

(4) C'est nous qui soulignons.

(« recoutelage »); 4° des décrochements horizontaux. La première série de dislocations affecte particulièrement le substratum, les autres sa couverture.

*
**

Au terme de cet exposé des conceptions de C. MALAISE, de P. FOURMARIER et de F. KAISIN, sur la stratigraphie et la tectonique du Silurien de l'Orneau, il semble qu'on puisse, à la suite du dernier, scinder cette coupe en deux sections, respectivement situées au Nord et au Sud du km 4 de la voie.

Dans le tronçon Nord, les trois auteurs sont d'accord pour voir une série normale à forte pente Sud, affectée, au Nord du km 4, d'un pli en S régulier, recoupé par une schistosité oblique, généralement transverse à la stratification. Les opinions divergent, par contre, considérablement en ce qui concerne le tronçon Sud de la coupe : série normale à forte pente Sud pour C. MALAISE; allure en bassin pour P. FOURMARIER, avec réapparition au Sud de Vichenet de couches plus anciennes; série affectée de plis aigus à déversement Nord pour F. KAISIN.

Elles diffèrent encore en ce qui concerne l'âge même de ces déformations : pour les deux premiers auteurs, la totalité des déformations par plissement est calédonienne; pour le dernier, si celles qui affectent le tronçon Sud sont hercyniennes, il semble bien que le pli en S du tronçon Nord ait été considéré comme calédonien, bien que cette opinion ne soit pas formellement exprimée. Quant au clivage oblique, il est, pour les deux premiers auteurs, également d'âge calédonien, tandis que pour F. KAISIN il s'agit d'un phénomène d'âge hercynien.

*
**

Ces différences profondes dans l'interprétation de la coupe du Silurien de l'Orneau soulèvent plusieurs problèmes importants :

1° Le premier est d'ordre stratigraphique et paléogéographique : suivant l'allure tectonique adoptée, on pourra rencontrer plus au Sud, sous la couverture dévono-carbonifère, des couches siluriennes plus récentes ou plus anciennes que celles qui affleurent dans la vallée.

2° Le suivant est celui de l'âge des plis qui affectent le Silurien : sont-ils tous d'âge calédonien, ou bien les uns sont-ils d'âge calédonien, les autres hercyniens, ou bien encore, tous les plis étant calédoniens, certains n'ont-ils pas été modifiés par les efforts hercyniens ?

3° Le troisième se rapporte à la genèse de la schistosité oblique, pour laquelle trois hypothèses peuvent également être formulées : schistosité calédonienne, schistosité hercynienne ou, enfin, schistosité calédonienne modifiée par les sollicitations tectoniques hercyniennes.

4° Si, enfin, après examen de ces différents problèmes en fonction des données de terrain, la coupe de l'Orneau laisse apparaître une surimposition de structures hercyniennes à des motifs calédoniens, quelle est l'ampleur de cette surimposition ? Quels en sont la cause et le moteur ?

C'est à ces problèmes et questions que nous pensons apporter, grâce à la méthode utilisée, des solutions plus précises que celles de nos devanciers.

3. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

Pour la commodité de l'exposé on peut distinguer, dans la coupe fournie par les tranchées du chemin de fer de Gembloux à Jemeppe-sur-Sambre, plusieurs tronçons successifs séparés par de larges hiatus où la voie est en remblai; divers affleurements situés dans les bois, de part et d'autre des voies, permettent de combler partiellement ces lacunes (pl. I, fig. 4 a).

a) Tronçon du km 2.570 au km 2.950.

Ce tronçon, en tranchée, expose une série normale de phylades sombres intercalant de petits bancs de quartzites. Ces couches rentrent dans l'assise de Corroy de C. MALAISE. Leur direction, assez constante, est voisine de N76 E ⁽⁵⁾, leur pente est de 70 à 80° au S.S.E. Il n'y a généralement pas de schistosité oblique dans ce tronçon de coupe.

(5) Toutes les directions sont données par rapport au Nord géographique.

b) **Tronçon du km 2.950 au km 3.410.**

Ce tronçon, en remblai, détermine un premier hiatus dans la coupe. La régularité des couches, immédiatement au Sud, suggère qu'il est occupé par un ensemble de direction et pente semblables à celui du tronçon précédent.

c) **Tronçon du km 3.410 au km 3.860.**

C'est dans ce tronçon, en tranchée, que sont exposés les plis droits reconnus par C. MALAISE, P. FOURMARIER et F. KAISIN. Il convient de le subdiviser à son tour en plusieurs tronçons secondaires.

1. Entre les km 3.410 et 3.475 affleurent des schistes et quartzophyllades de direction N85E et pente de 60° S.SE; ils sont recoupés par une schistosité oblique de direction N92E et pente de 50° N.

2. Entre les km 3.475 et 3.500 cette schistosité s'abaisse à 30-40° N.

3. Des km 3.500 à 3.530 elle reprend d'abord une pente de 55° N, puis passe à 50° N.

4. Le tronçon situé entre les km 3.530 et 3.600 offre des allures plus complexes. Jusqu'au km 3.590 les schistes gardent une pente régulière de 60° S. Entre les km 3.590 et 3.605 se place le pli synclinal droit dont il a été question plus haut; son flanc sud incline de 60° au Nord. La schistosité, qui inclinait à 50° N au km 3.530, se couche peu à peu, pour atteindre une valeur de 30° au flanc Nord du synclinal; elle est verticale dans l'axe de celui-ci et passe à des pentes de 42 à 30° S sur le flanc Sud du pli. L'allure de cette schistosité n'offre pas la régularité qui semble résulter des croquis de P. FOURMARIER (5, fig. 22) et de M. LERICHE (8, fig. 30) : on constate en fait que chaque plan de schistosité se redresse vers l'axe du pli pour se joindre aux plans voisins ou opposés en une étroite zone broyée verticale qui occupe la surface axiale du synclinal. Il s'est formé de la sorte, en section verticale, une sorte d'épi inversé d'où se détachent, en rameaux dirigés vers le bas, les plans de schistosité successifs.

5. Des km 3.600 à 3.625 les couches inclinent régulièrement de 60° au Nord et sont recoupées par une schistosité à pente voisine de 30° S.

6. Entre les km 3.625 et 3.685 les couches sont dirigées N82 E et continuent à incliner de 60° au Nord; leur schistosité oblique, qui est orientée N 107 E, voit sa pente passer de 50 à 65° S.

7. Entre les km 3.685 et 3.720 se développe l'anticlinal droit qui, avec le synclinal précédent, forme de pli en S de P. FOURMARIER. Son plan axial passe au km 3.700. Son flanc méridional incline de 60° au Sud.

La schistosité, qui inclinait de 65° S au flanc Nord, devient verticale dans l'axe du pli, puis acquiert une pente de 70° N sur le flanc Sud. L'allure en éventail des plans de schistosité est bien mieux marquée que pour le pli précédent.

8. Au km 3.735 la schistosité devient verticale, puis acquiert une pente Sud; les couches conservent une inclinaison régulière de 60 à 50° vers le Sud.

9. Enfin, entre les km 3.735 et 3.860 les couches, dont la pente reste voisine de 60° S, voient leur schistosité oblique prendre une valeur proche de 85° S.

d) **Tronçon du km 3.860 au km 4.400.**

Ce tronçon, en remblai, détermine un hiatus entre le pont sur la route de Corroy et l'entrée de la tranchée de Vichenet. Diverses observations faites anciennement en dehors de l'axe de la voie ferrée permettent de le combler partiellement.

e) **Tronçon du km 4.400 au km 4.750.**

Cet important tronçon est constitué par la tranchée du chemin de fer et le talus, qui la domine, de la route de Vichenet. **C'est ici que s'amorce le désaccord entre les interprétations proposées par les trois auteurs considérés.** Il est utile de le scinder en sections secondaires.

1. Entre les km 4.400 et 4.430 les couches inclinent d'environ 30° S et sont recoupées par une schistosité à pente Nord voisine de la normale.

2. Entre les km 4.430 et 4.440 cette schistosité se redresse, passe à une pente Sud, puis reprend une pente Nord.

3. Des km 4.440 à 4.460, les couches sont affectées d'une ondulation synclinale suivie d'un petit anticlinal, tous

deux légèrement déjetés au Sud; la schistosité conserve sa pente Nord.

4. Entre les km 4.460 et 4.500 les couches ondulent faiblement, avec des pentes comprises entre 50 et 30° S; la schistosité ondule également, avec des inclinaisons Nord de 55 à 40°.

5. La section comprise entre les km 4.500 et 4.545 expose des couches ayant même allure générale. Au km 4.540 se présente un petit pli synclinal droit dans lequel la schistosité change de sens, son inclinaison passant au Sud. Le flanc Sud de ce synclinal est tronqué par une petite faille inverse à pente Sud de 30° : **c'est ici qu'apparaît le style tectonique défini par F. KAISIN.**

6. Entre les km 4.545 et 4.580 se développe un anticlinal suivi au Sud d'un étroit synclinal. Ces deux plis sont déjetés au Nord et recoupés par une schistosité oblique à pente voisine de 50° S.

7. Au km 4.580 apparaît une nouvelle faille inverse, à pente voisine de 50° S.

8. Entre les km 4.580 et 4.605 est exposée une nouvelle série d'ondulations à surfaces axiales verticales; la schistosité oscille autour de la verticale.

9. Au km 4.605 une petite excavation met en évidence, au flanc de la route, un nouvel accident cisailant, faisant chevaucher un nez anticlinal sur le flanc Sud d'un autre anticlinal. La schistosité, qui incline au Sud, a une valeur de 80° environ. Au Sud de l'anticlinal chevauchant se rencontrent des couches inclinant régulièrement de 30 à 40° S et recoupées par une schistosité régulière, à pente de 80° S.

10. Entre ce dernier point et le passage à niveau de la halte de Vichenet, au km 4.750, la route montre des affleurements discontinus, suggérant une grande régularité de la stratification — pente de 30 à 40° S — et de la schistosité — pente de 80° S.

f) **Tronçon des km 4.750 au km 4.950.**

L'hiatus dans les observations est ici complet, la voie étant en remblai ou entaillée dans les alluvions.

g) **Tronçon des km 4.950 au km 5.050.**

Ce tronçon est constitué par une tranchée entaillant faiblement le versant de la vallée. La schistosité, qui semble d'abord subverticale, avec une direction N 84 E, incline ensuite de 60° au Nord; les couches pendent de 40° au Sud.

h) **Tronçon des km 5.050 au km 5.320.**

Ce tronçon, sur alluvions, détermine un nouvel hiatus.

i) **Tronçon des km 5.320 au km 5.470.**

Cette courte tranchée est importante, car elle expose un petit synclinal déjeté au Nord. On a d'abord des couches inclinant de 30 à 40° S et recoupées par une schistosité oblique de direction N 87 E et pente de 85° N. Au km 5.400 ces couches deviennent horizontales, tandis que la schistosité passe à la verticale. Plus au Sud, les couches, de direction N 67 E, ont une schistosité à pente Sud de 75°; leur inclinaison est voisine de 85° N.

j) **Tronçon du km 5.470 à Alvaux et aux Mautiennes.**

Depuis le km 5.470 jusqu'au droit de la discordance d'Alvaux, à hauteur du km 5.900, aucun autre affleurement de Silurien n'est exposé le long du chemin de fer. Pour compléter la coupe il faut faire appel aux rares observations faites jadis le long du chemin des Mautiennes et à celles actuellement possibles au Sud du pont d'Alvaux.

Ces observations font apparaître une nouvelle allure synclinale analogue à celle du km 5.400, mais nettement déversée au Nord; au flanc Nord, les phyllades et quartzophyllades inclinent de 70° au Sud, tandis que sur le flanc Sud cette inclinaison passe à 80° S, la direction des couches étant voisine de N 73 N. Ce synclinal est recoupé par une schistosité oblique de direction N 85 E et de pente moyenne voisine de 65° S. Tronqué par la transgression méso-dévonienne, ce synclinal est à présent recouvert par les couches de base du Givétien, qui inclinent en moyenne de 10° vers le S.SE.

4. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS DE TERRAIN. INTERPRÉTATION ET CORRECTION DE LA COUPE DE L'ORNEAU.

En faisant la synthèse de ces observations et en interpolant pour combler les lacunes, on obtient une coupe qui fait apparaître l'allure tectonique du Silurien après que s'y soient inscrites, suivant notre hypothèse, les sollicitations d'âge hercynien (pl. I, fig. 4 A). Cette coupe montre des plis droits au Nord de la tranchée de Vichenet, des plis déjetés ou déversés au Nord, parfois même écaillés, plus au Sud : *prise dans son ensemble, elle paraît correspondre au flanc Nord d'un synclinoorium déversé au Nord.*

Ces allures tectoniques sont recoupées par une schistosité oblique qui n'est que rarement conforme à ce qu'elle devrait être dans ce cas, c'est-à-dire incliner au Sud, parallèlement aux surfaces axiales de ces plis. Cette dernière observation, entre autres, nous a conduit à envisager, pour la coupe de l'Orneau, l'hypothèse de deux tectoniques superposées.

Le problème qui se pose est donc d'arriver à reconstituer l'allure originelle du Silurien, telle qu'elle résultait des seuls efforts calédoniens. Pour ce faire, nous avons adopté la méthode proposée plus haut : en admettant comme moyenne régionale une inclinaison de 70° N pour la schistosité oblique, nous avons, en chaque point de la coupe, ramené la schistosité observée à cette valeur; cette opération nous a fourni la valeur et le sens de la correction angulaire dont il faut affecter la pente observée des couches pour maintenir la liaison originelle entre les deux phénomènes du plissement et de la schistosité oblique.

Le résultat de cette transformation apparaît clairement dans la coupe 4 B de la planche I et dans les coupes de détail de la planche 2 : *avant que ne s'y superposent les efforts hercyniens venus du secteur Sud, les couches siluriennes de la région de l'Orneau faisaient partie du flanc Nord d'un synclinoorium, accidenté d'ondulations plus ou moins serrées, uniformément déjeté au Sud.*

Le fait que l'allure obtenue de la sorte soit entièrement conforme à celle normalement observée sur la retombée méridionale du massif du Brabant nous paraît une démonstration suffisante de l'exactitude de la méthode employée.

Si l'on examine le détail des modifications apportées par les sollicitations hercyniennes aux formes tectoniques calédoniennes, on constate notamment :

1° que le pli droit en S, des km 3.600 à 3.700, correspond au redressement à la verticale d'un pli en chaise calédonien; au cours de ce redressement, la partie synclinale du pli a été fortement comprimée, avec écrasement de la schistosité oblique calédonienne le long de sa nouvelle surface axiale;

2° que les allures en petites ondulations chevauchantes, à déversement Nord, de la tranchée de Vichenet, résultent du serrage avec redressement puis changement de sens du déjettement d'une allure en plateure affectée de nombreux petits plis secondaires; au cours de ce serrage, les flancs Nord de certaines des ondulations anticlinales se sont brisés, avec formation de petites allures chevauchantes;

3° que les synclinaux aigus, déjetés puis déversés au Nord, qui s'étendent du km 5 à la discordance d'Alvaux, correspondent au redressement puis au renversement au Nord de plis relativement aigus, primitivement déjetés au Sud.

5. CONSÉQUENCES DIVERSES.

Les faits que nous venons de mettre en évidence ont des conséquences de divers ordres :

1° dans la surimposition à la tectonique calédonienne d'efforts hercyniens, ceux-ci ont été incapables de faire naître dans le socle silurien, si l'on excepte les petits chevauchements de Vichenet, des structures nouvelles : *leur seule action a été de modifier plus ou moins profondément des éléments structuraux calédoniens préexistants*. Cette conclusion est en opposition formelle avec les conceptions de F. KAISIN, pour qui, on l'a montré plus haut, la schistosité oblique était hercynienne, de même que tous les traits tectoniques décelés au Sud du km 4, traits où il voyait la marque de phénomènes d'entraînement de la partie du socle immédiatement sous-jacente au charriage de la couverture hercynienne.

L'ampleur et l'intensité de cette surimposition sont faciles à mesurer : suivant l'horizontale, c'est une bande large de quelque 2.400 m qui est affectée, correspondant à une tranche

de socle épaisse d'environ 450 m. Dans cette tranche, l'intensité des déformations hercyniennes décroît progressivement du Sud au Nord, c'est-à-dire de haut en bas : immédiatement sous la discordance, les plis calédoniens ont subi une forte compression avec déversement au Nord; un peu plus loin, donc plus bas dans le socle, la compression est encore considérable, mais les plis ne sont plus que déjetés vers le Nord; enfin, vers la zone limite d'enregistrement des efforts hercyniens, l'atténuation de ceux-ci ne provoque plus guère que le redressement des plis calédoniens.

2° une deuxième conséquence a trait aux problèmes stratigraphique et paléogéographique : l'interprétation tectonique que nous proposons fait apparaître que, *sous la couverture hercynienne, des couches siluriennes plus récentes que le Ludlow moyen pourraient normalement continuer vers le haut la série connue en affleurement.*

Cette conséquence est importante au point de vue paléogéographique : en effet, du fait de l'absence, en affleurement, de couches supérieures au Ludlow moyen, on a généralement admis que ces couches n'avaient jamais été déposées dans la région brabançonne, par suite d'une émergence précoce de celle-ci (11); une telle conception, souvent présentée comme certaine, nous paraît tout à fait hypothétique et nous ne verrions même aucune objection de principe à supposer l'existence, au-dessus d'un Silurien terminal *caché sous le bord Nord du synclinal de Namur, d'une plus ou moins grande puissance d'Eodévonien, réclamée d'ailleurs pour la formation du clivage oblique calédonien* (6).

3° D'autre part, la reconnaissance dans le socle silurien de l'Orneau des effets d'une tectonique hercynienne d'origine méridionale nous paraît de nature à faire remettre en discussion, au moins en attendant leur révision sur le terrain, l'exactitude d'interprétations qui croient trouver, dans la coupe de la vallée de la Thyle, peu éloignée, l'enregistrement de deux ondes tectoniques successives, toutes deux d'âge calédonien, l'une orientée Nord-Sud, l'autre, plus méridionale, de direction Sud-Nord (1, 11). N'y aurait-il pas, là comme ici, superposition de deux tectoniques, l'une calédonienne, l'autre hercynienne ?

Si telle devait être la réalité, certaines des conceptions concernant l'évolution de l'Ardenne au cours des plissements calédoniens devraient être considérablement modifiées (11).

6. CAUSES ET MOTEUR DES DÉFORMATIONS HERCYNiennes DU SOCLE.

Le dernier problème qui se pose à nous, à présent qu'ont été précisées l'ampleur et l'intensité des déformations hercyniennes dans le socle silurien de l'Orneau, est celui des causes et du moteur.

L'intensité relativement faible, beaucoup plus faible en tout cas que ne le supposait F. KAISIN, des phénomènes d'entraînement sous la couverture hercynienne conduit à rejeter l'hypothèse formulée par cet auteur, d'une surface de charriage séparant le socle de sa couverture : il faut, pensons-nous, ramener à de simples glissements bancs sur bancs les stries observées entre ces deux unités structurales et admettre, en conformité d'ailleurs avec d'anciennes observations de H. DE DORLODOT (4), la situation normale, ou à peine glissée, des couches de base du Givétien transgressif.

Cette limitation des efforts tangentiels qui se sont produits au voisinage de la discordance n'implique toutefois pas une limitation du même ordre à des niveaux plus élevés de la couverture hercynienne. Nous pensons même que *la cause principale et le moteur des déformations observées dans le socle calédonien et dans sa couverture doivent être recherchés dans l'empilement d'écaillés de charriage venues du secteur Sud, lors du paroxysme du plissement hercynien.*

De la réalité de cet empilement, actuellement détruit par l'érosion, deux preuves nous paraissent cependant avoir été conservées : l'une est le *lambeau de Belgrade*, au Nord-Ouest de Namur, auquel F. KAISIN attribuait une si grande importance théorique; l'autre est la *découverte, dans le Frasnien de l'Orneau, d'une amorce de schistosité oblique d'âge hercynien.*

En effet, le talus de la route de Namur, à la sortie de Mazy, montre, à l'intérieur des bancs de calcaire noduleux de la base de l'assise de Rhisnes, une redistribution et un alignement des nodules *suivant une schistosité oblique de direction N 56 E et d'inclinaison Sud-Est de 65°*. La naissance de cette schistosité n'est concevable que sous une charge statique très supérieure

à celle que peut fournir la puissance des assises dévono-carbonifères affleurant au méridien de l'Orneau; son orientation implique des efforts venant du Sud-Est, c'est-à-dire de la région namuroise, et nettement obliques à la direction moyenne des couches dévono-carbonifères de l'Orneau.

Ces faits nous paraissent indiquer clairement qu'à des efforts de plissement sensiblement Sud-Nord ont succédé des « traînages » tectoniques Sud-Est—Nord-Ouest, au cours du transport dans cette direction des massifs charriés d'origine namuroise.

Une cause accessoire de la localisation à la seule région de Mazy d'une amorce de schistosité hercynienne doit être recherchée, pensons-nous, dans les surépaisseurs relatives du Dévonien dans le golfe de l'Orneau, si bien mises en évidence par E. ASSELBERGHS (2).

On peut se demander, enfin, si, par suite de l'obliquité des charriages hercyniens par rapport aux directions de plissement hercynienne et calédonienne, des *torsions de plis*, autrement difficiles à mettre en évidence, n'ont pas affecté ces deux ensembles. En ce qui concerne le premier, le changement général de direction qui s'amorce sur l'Orneau nous paraît une bonne indication. Quant au socle calédonien, il fournit des indications analogues : on constate que la direction de la schistosité oblique décrit, du Nord au Sud, un vaste arc à convexité tournée vers l'Ouest; sensiblement Ouest-Nord-Ouest près de Grand-Manil, cette direction devient Ouest-Est puis Est-Nord-Est plus au Sud, se rapprochant ainsi progressivement de la direction de la schistosité oblique hercynienne (fig. 1).

Il apparaît donc que les sollicitations tectoniques hercyniennes, dont l'action essentielle fut de modifier l'inclinaison primitive des plis et de la schistosité oblique calédonienne, ont également provoqué une légère torsion des directions structurales calédoniennes pour les rapprocher des hercyniennes.

7. CONCLUSIONS FINALES.

Les divergences profondes existant entre différents auteurs en ce qui concerne l'interprétation tectonique et, par voie de conséquence, l'interprétation stratigraphique et la paléogéographie du Silurien de la coupe de l'Orneau, nous ont incité à rechercher une méthode permettant de lever les indéterminations apportées par ces divergences.

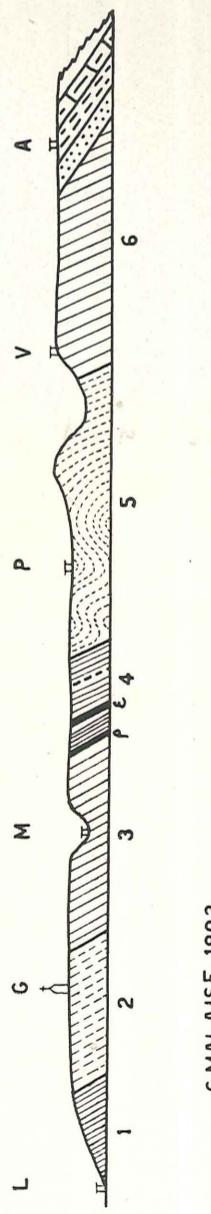


FIG. 2.

C. MALAISE. 1903

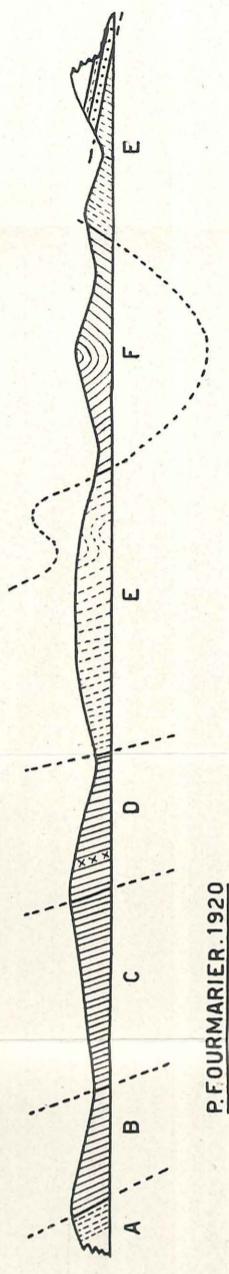


FIG. 3.

P. FOURMARIER. 1920

NORD

SUD

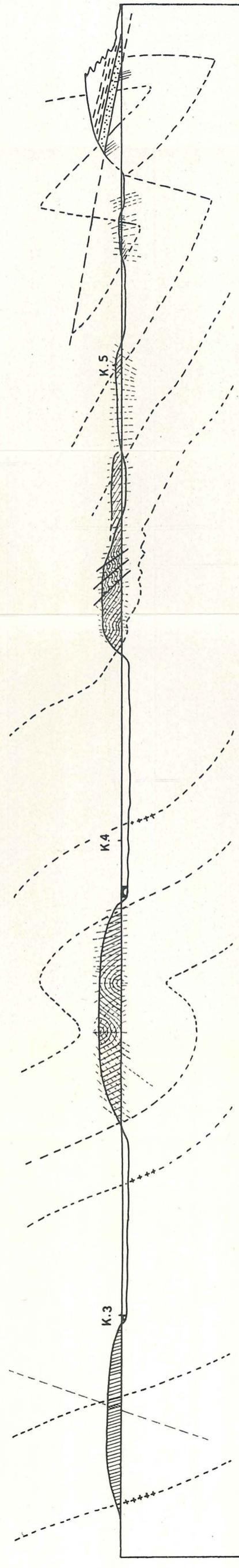


FIG. 4A.

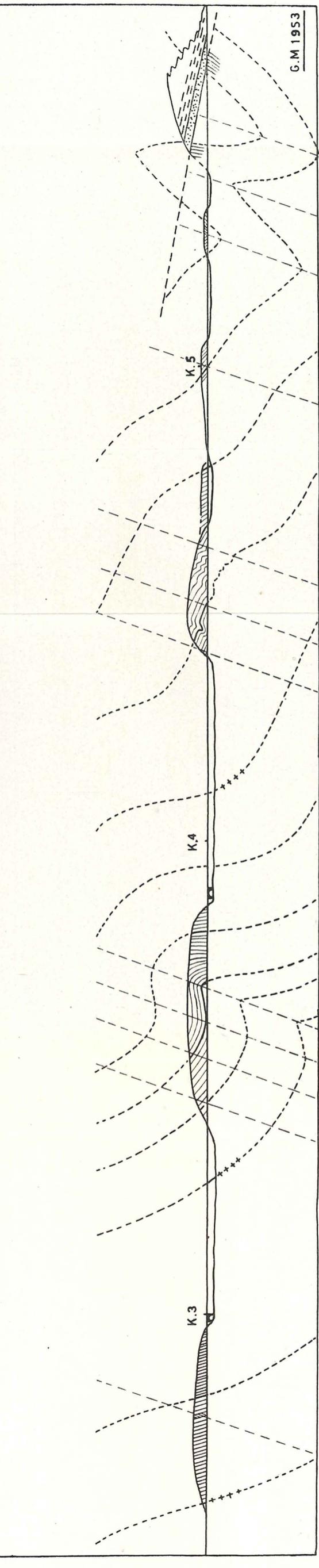


FIG. 4B.

G. M 1953

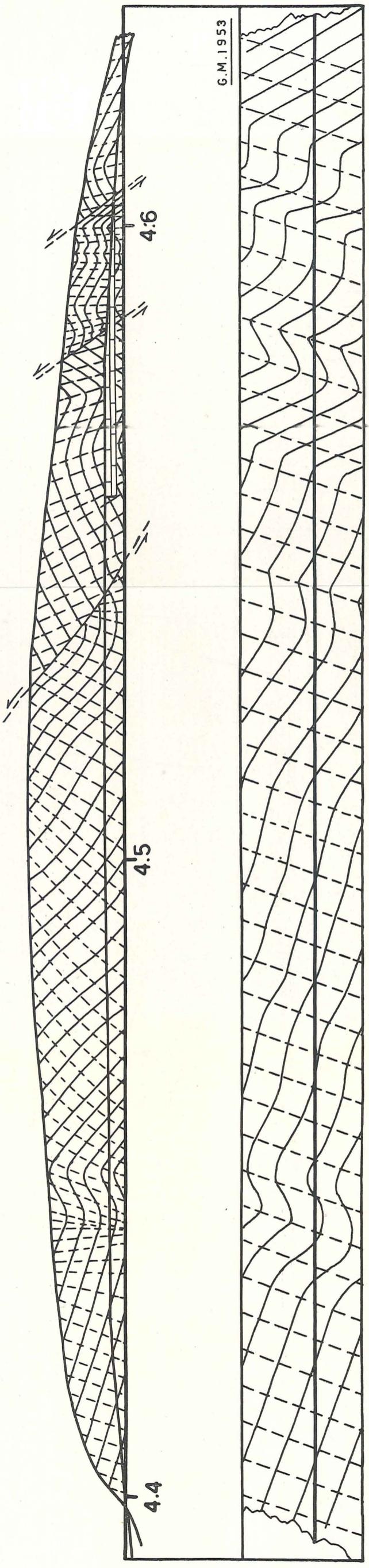
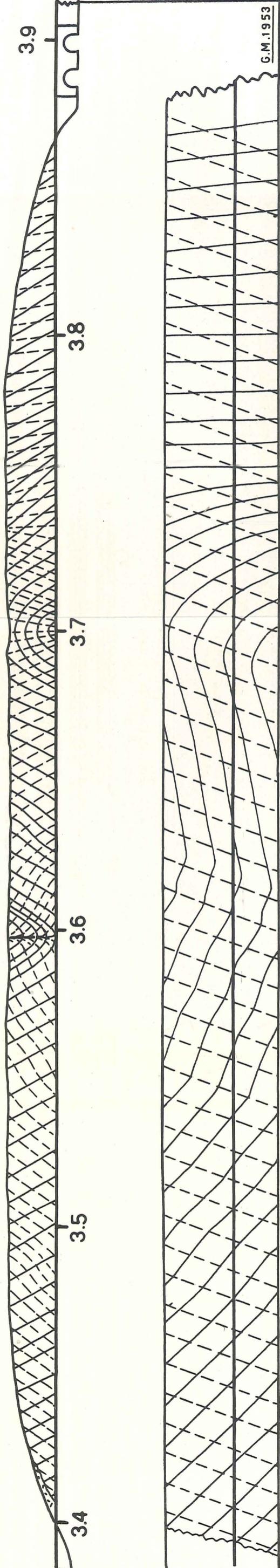
FIG. 2. — Coupe de la vallée de l'Orneau, d'après C. Malaise, 1903.

FIG. 3. — Coupe de la vallée de l'Orneau, d'après P. Fourmarier, 1920.

FIG. 4A. — Coupe de la vallée de l'Orneau, d'après les levés de l'auteur, 1953.

FIG. 4B. — La même coupe, corrigée pour effacer l'effet des déformations hercyniennes.

En fines lignes tiretées, la schistosité oblique calédonienne; en lignes de petites croix, les horizons à Graptolithes.



Détails de structure des deux tranchées principales, avant et après correction des anomalies présentées par la schistosité oblique.

Cette méthode, basée sur l'observation et l'interprétation des anomalies du clivage schisteux, nous a permis de montrer que les allures tectoniques relevées résultaient de la superposition, à des traits tectoniques calédoniens, de sollicitations hercyniennes de sens opposé. Elle nous a permis de préciser l'ampleur et l'intensité de cette superposition et de proposer, en ce qui concerne ses causes et son moteur, une hypothèse en partie nouvelle.

Les précisions apportées de la sorte nous ont montré, d'autre part, la nécessité de remettre en discussion certaines conceptions concernant la stratigraphie et l'évolution tectonique et paléogéographique du Brabant méridional pendant le Silurien supérieur, sinon pendant l'Éodévonien.

Nous espérons, grâce aux levés en cours, pouvoir apporter aux problèmes ainsi remis en discussion des solutions plus précises encore que celles de nos prédécesseurs, apportant ainsi notre pierre à l'édifice qu'ils ont, avec tant de savante sagacité, patiemment contribué à construire.

Université Libre de Bruxelles.
Laboratoire de Géologie.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

1. R. et P. ANTHOINE, Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle (*M.S.G.B.*, t. LXVI, 1942, fasc. 2, pp. M. 53-180).
2. E. ASSELBERGHS, Le Dévonien du bord nord du Bassin de Namur (*M.I.G.U.Lv.*, t. X, 1936, pp. 229-327).
3. P. BILLINGS, Structural Geology (New York, 1947).
4. H. DE DORLODOT, Note sur la discordance du Dévonien sur le Silurien dans le Bassin de Namur (*A.S.G.B.*, t. XII, 1884-1885, pp. 207-241).
5. P. FOURMARIER, La tectonique du Brabant et des régions voisines (*M.Ac.R.B.*, Cl.Sc., in-4°, 2^e série, t. IV, 1920).
6. — Vue d'ensemble sur la Géologie de la Belgique (*A.S.G.B.*, Mém. in-4°, 1933-1934).
7. F. KAISIN, Contribution à l'étude tectonique du Bassin de Namur. Troisième note: Étude de la bordure septentrionale du Bassin et conclusions générales (*B.S.B.G.*, t. XLIII, 1933, pp. 334-377, pl. IX).
8. M. LERICHE, Livret-guide des excursions géologiques organisées par l'Université Libre de Bruxelles (3^e fasc., 1921, pp. 95-102).

9. C. MALAISE et P. FOURMARIER, Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique, tenue à Namur, les 19, 20, 21 et 22 septembre 1903 (A.S.G.B., t. XXX, pp. B. 139-155).
10. H. NEVIN, Principles of structural Geology (New York, 1942).
11. G. WATERLOT, L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens (B.S.G.Fr., t. XV, 1945, pp. M. 3-44).

DISCUSSION.

M. GRAULICH fait observer que la méthode de redressement à laquelle fait appel M. MORTELMANS présente des dangers. En effet, dans le massif de Stavelot, M. P. FOURMARIER a démontré que la schistosité datait de la période hercynienne; or en plusieurs points on peut observer que la schistosité a une inclinaison différente sur les deux flancs d'un même pli. On se trouve en présence d'une schistosité en éventail qu'on observe parfois dans les roches plus résistantes et, à mon avis, dans les roches déjà évoluées sous l'action d'une première tectonique. M. MORTELMANS répond que dans le massif du Brabant la schistosité incline au Nord d'une façon uniforme. Il faudrait voir si dans le massif de Stavelot il n'y a pas eu deux phases hercyniennes successives, ou peut-être si le passage de nappes superposées n'a pas modifié la schistosité.

D'après M. P. DUMON, la schistosité peut être primitivement irrégulière, surtout si la roche est hétérogène. Ce n'est pas le cas, dit M. MORTELMANS, dans les phyllades de Vichenet, dont le matériel est au contraire très homogène. M. P. DUMON pense aussi qu'il ne faut pas attacher une trop grande importance aux stries de glissement, comme c'est ici le cas pour la surface de contact entre le Dévonien et le Cambro-Silurien du Brabant. Pour un grand déplacement tout s'uniformise et cette surface devient lisse. M. MORTELMANS dit que, dans les schistes noduleux du Frasnien, les nodules ont pris une orientation déterminée indiquant le sens de la poussée, mais que, au contact d'une faille, toute orientation peut disparaître.

M. A. LOMBARD pense que dans les poudingues où le matériel est très hétérogène, la schistosité reste toujours difficile à mesurer. Dans la coupe présentée il croit que les faits peuvent s'expliquer par des phases successives dans la poussée plutôt que par l'effort d'une sorte de traîneau écraseur. On se trouverait ici en présence d'un socle déplacé avec couverture inerte.

M. A. GROSJEAN rappelle les observations du contact Dévonien sur Silurien faites dans l'aqueduc de Voroux-Goreux : ce contact montre des traces indiscutables de mouvement, quoique l'ampleur des déformations subies par le Silurien n'atteigne pas les proportions ici envisagées et se réduise à quelques mètres d'épaisseur ⁽¹⁾. M. GROSJEAN pense que, pour un déplacement donné du massif supérieur, les déformations par plissement du massif inférieur pourraient être inversement proportionnelles à l'intensité de la mylonitisation observée au contact; l'énergie disponible serait absorbée soit par l'une, soit par l'autre de ces deux classes de phénomènes.

Quant aux stries de plissement évoquées par M. P. DUMON, il pense qu'elles ne caractérisent pas nécessairement un mouvement de faible amplitude. Selon lui, les stries de glissement enregistrent la phase finale d'un déplacement; cette phase finale ne représente sans doute que quelques millimètres, mais le déplacement total peut avoir été beaucoup plus important.

M. GROSJEAN signale aussi que, nonobstant l'apparente tranquillité d'allure des plateaux du bord Nord du bassin de Namur, l'existence du lambeau de poussée de Ronet indique une influence fort septentrionale de la tectonique de chevauchement.

M. AUG. LOMBARD revient sur l'explication du plissement due à M. KAISIN, citée par M. MORTELMANS, sans d'ailleurs que ce dernier se prononce sur sa valeur. Il est difficile de concevoir une nappe dans la série supérieure des terrains dévono-carbonifères. Cette série est singulièrement passive lorsqu'on la compare à l'état de plissement du Silurien sous-jacent.

Il admettrait plus volontiers un plissement hercynien du socle silurien, celui-ci étant l'élément actif, alors que la série dévono-carbonifère est restée plus passive, se déplaçant simplement par décollement. S'il y avait un plan de charriage, on aurait un contact mécanique plus tectonisé.

A M. DUMON, qui rappelle l'existence de plans de charriage sans manifestations tectoniques importantes, M. LOMBARD rappelle qu'il s'agit à Alvaux de matériaux hétérogènes en contact les uns sur les autres et que c'est justement sur ces contacts que se développent des mylonites, des zones schisteuses et autres

(1) A. GROSJEAN, Quelques observations sur la bordure septentrionale du bassin houiller de Liège (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique, Cl. des Sc.*, 5^e série, t. XXIII, 1937, pp. 884-890).

déformations mécaniques. S'il n'y en a pas, ce serait un argument sérieux pour renoncer à voir une nappe de charriage.

A M. GROSJEAN, qui évoque le lambeau de Ronet, M. LOMBARD répond que ce lambeau est en arrière de notre région et que si l'énergie s'est libérée là-bas, elle n'a plus de raison de le faire dans une région plus frontale. En outre les deux localités ne sont pas sur le même diamètre de poussée.

Découverte d'un gîte à *Reticuloceras reticulatum* (PHILLIPS) au lieu-dit Booze, près de Barchon (*),

par J.-M. GRAULICH.

RÉSUMÉ. — En annonçant la découverte d'un gîte à *Reticuloceras reticulatum* (PHILLIPS) au lieu-dit Booze, près de Barchon, l'auteur apporte une preuve paléontologique de la concordance du terrain houiller sur le Famennien à Booze. Il complète ainsi les travaux de MM. Ch. Ancion, W. Van Leckwijck et G. Ubaghs, qui ont démontré cette même concordance à Val-Dieu, en se basant sur la découverte de plusieurs gîtes fossilifères.

A la grande stupéfaction de tous, M. G. Ubaghs (4) découvrait en 1942 une faune famennienne dans les grès de Booze-Val-Dieu qui, entourés de toutes parts par le terrain houiller, avaient été considérés jusqu'à cette date d'âge westphalien.

Pour déterminer les relations existant entre les grès fameniens (assise d'Évieux) et le terrain houiller qui l'entourne, MM. Ch. Ancion, W. Van Leckwijck et G. Ubaghs (2) portèrent surtout leurs efforts dans la région du Val-Dieu, où deux d'entre eux (1) avaient déjà signalé la présence de gîtes à *Homoceras beyrichianum* (DE KONINCK), caractéristiques de la zone de Spy (assise de Chokier N₁c), et de gîtes à *Reticuloceras reticulatum* (PHILLIPS), caractéristiques de la zone de Sippenaeken (assise d'Andenne, N₂a).

En se basant sur des arguments paléontologiques et tectoniques, ces auteurs ont démontré que dans le massif du Val-Dieu, les schistes namuriens reposent en concordance parfaite

(*) Texte remis le 15 novembre 1953.

sur les grès famenniens de l'assise d'Évieux. Ils donnent ainsi la preuve d'une lacune stratigraphique importante comprenant tout le calcaire carbonifère et les deux zones inférieures de l'assise de Chokier.

Pour la région de Booze, MM. Ch. Ancion, W. Van Leckwijck et G. Ubaghs écrivent (3) : « Quoique le contact des deux

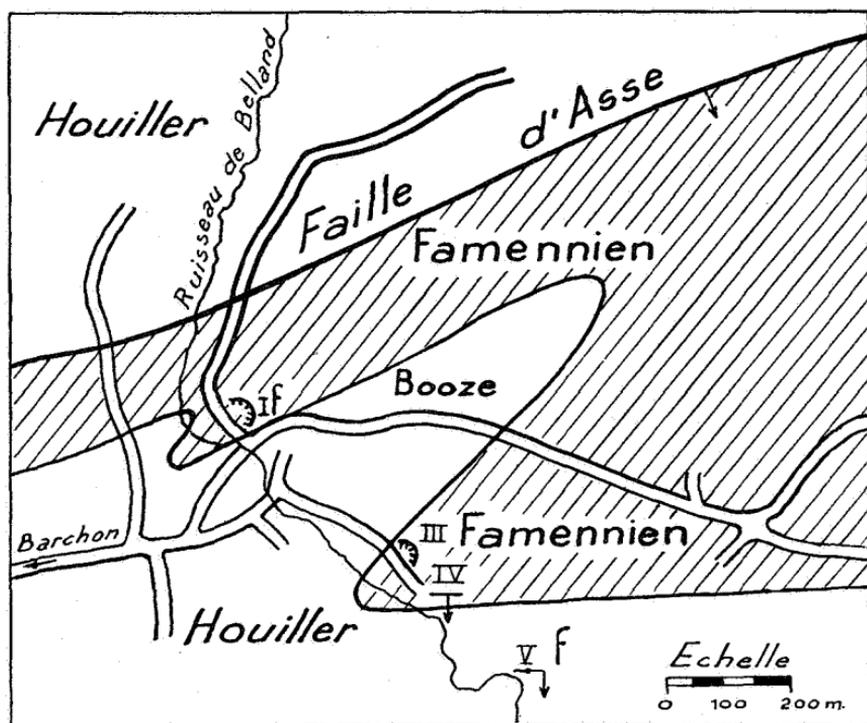


FIG. 1.

formations ne soit pas directement visible, cette petite coupe (de Booze) fournit cependant un faisceau de présomptions en faveur de la concordance d'allure du Famennien et du Houiller surincombant ». Mais, malheureusement pour la région de Booze, l'argument paléontologique manquait.

Au point V (fig. 1) (1), dans un bel affleurement de schistes

(1) Pour permettre la comparaison avec la fig. 4, p. B. 281 (3), j'ai gardé les mêmes numéros pour les affleurements.

houillers où les auteurs précités ont découvert une tige de *Mariopteris* sp. et un fragment de pinnule d'*Alethopteris* cf. *lonchitica* (SCHLOTHEIM), démontrant ainsi l'âge houiller de ces schistes sans préciser s'ils sont namuriens ou westphaliens, j'ai découvert un niveau marin très riche, dans lequel mon ami A. Delmer a déterminé :

Posidoniella multirugata JACKSON,
Pterinopecten speciosus JACKSON,
Coleolus carbonarius DEMANET,
Stroboceras stygiale (DE KONINCK),
 cf. *Homoceratoides* sp.,
Reticuloceras reticulatum (PHILLIPS),

ce dernier étant caractéristique de la zone inférieure de l'assise d'Andenne (N₂a).

Dans la région du Val-Dieu, le niveau à *Reticuloceras reticulatum* (PHILLIPS) est situé à 60 m en stampe normale de la limite supérieure du Famennien. A Booze, le niveau fossilifère se situe à environ 55 m en stampe normale des derniers bancs de Famennien connus (affleurement IV, fig. 1), dont les strates dirigées Est-Ouest inclinent de 25° vers le Sud.

C'est avec plaisir que j'apporte cette preuve paléontologique, confirmant ainsi pour la région de Booze les beaux travaux de MM. Ch. Ancion, W. Van Leckwijck et G. Ubaghs.

Service Géologique de Belgique.

BIBLIOGRAPHIE.

1. ANCION, CH. et VAN LECKWIJCK, W., 192. Découverte d'une faune namurienne dans la vallée de la Berwinne (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique*, Cl. des Sc., 5^e série, t. XXVIII, pp. 889-893)
2. ANCION, CH., VAN LECKWIJCK, W. et UBAGHS, G., 1943. A propos de la bordure méridionale du synclinal de Liège, à l'aval de Liège : la ride famennienne de Booze-Val-Dieu, à la limite septentrionale du plateau de Herve (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LXVI, pp. M. 299-335).
3. ANCION, CH., VAN LECKWIJCK, W. et UBAGHS, G., 1945. Compte rendu de la session extraordinaire des sociétés belges de Géologie tenue à Liège les 22, 23, 24 et 25 septembre 1945 (*Ibid.*, t. LXVIII, pp. B. 259-318).
4. UBAGHS, G., 1943. Découverte d'une faune famennienne au lieu-dit Booze, près de Barchon (*Ibid.*, t. LXVI, pp. B. 113-115).