

## LA FAILLE MOSANE ET LA PHASE HYPOROGENIQUE BOLLANDIENNE, D'ÂGE EMSIEN, DANS LE RAMEAU CALEDONIEN CONDRUSO-BRABANÇON<sup>1</sup>

par

P. MICHOT<sup>2</sup>

(5 figures)

**RESUME.**- Au sein du Rameau condruso-brabançon issu de l'orogénèse calédonienne au Gedinnien inférieur (phase condruso-brabançonne), le Massif du Brabant et la Bande condrusienne (ou de Sambre-Meuse) apparaissent comme deux unités régionales différentes sous l'angle à la fois de leur phase sédimentaire et de leur tectofaciès régional. Les rapports entre ces deux unités, examinés dans la coupe de la Mehaigne et dans le sondage de Wépion réinterprété par l'auteur, conduisent à accepter l'existence d'une faille de charriage, la Faille mosane, suivant laquelle le Calédonien a tectofaciès condrusien de la Bande de Sambre-Meuse est refoulé sur le Calédonien a tectofaciès brabançon. Ce charriage serait à mettre en liaison avec l'accentuation du plissement qui, dans le Brabant méridional, a remanié la schistosité transversale issue de la phase gediniennne. Plus à l'E., les sondages de Bolland et de Soumagne, forés à partir du Houiller plissé de la zone frontale du tectogène varisque, ont rencontré, entre le Massif calédonien du Brabant et sa couverture normale néodévono-carbonifère, simplement basculée, l'Eodévonien plissé, discordant de part et d'autre. Une phase de plissement mineure, la phase bollandienne, survenue à l'Emsien inférieur, s'est donc superposée à la phase majeure condruso-brabançonne; elle serait donc responsable de l'accentuation du plissement dans la partie méridionale du Massif du Brabant et de la production de la Faille mosane. Localisée dans la partie méridionale du Rameau condruso-brabançon, elle a entraîné l'émersion de ce dernier et la régression vers le sud de la mer emsienne jusqu'au Couvinien.

**ABSTRACT.**- Within the Condruz-Brabant branch of the Caledonian Orogen, which was formed during the Condrusian-Brabant Phase of early Gedinnian times, the Brabant Massif and the Condruz Strip (or Sambre-Meuse area) appear as two quite different regional units with a different sedimentary history and a different regional tectofacies. Comparisons between these two units, as found in the Mehaigne section and in the Wépion Borehole (reinterpreted by the present writer), show the probable existence of a large thrust by which the Caledonian of condrusian tectofacies in the Sambre-Meuse area has been overthrust on the Brabant tectofacies. This thrust, the Mosane Fault, may well be related to the folding which affected the transverse cleavage of Gedinnian age in southern Brabant. Further East, the Bolland and Soumagne boreholes put down in folded Coal Measures at the edge of the Variscan Front, have found folded Lower Devonian strata between the Caledonian massif of Brabant and its tilted Upper Devonian and Carboniferous cover. An unconformity separates the two Devonian sequences. A minor folding phase, the Bollandian Phase of early Emsian Age, would thus have superimposed its effects on those of the major Condrusian-Brabant Phase. It may well have been responsible for the accentuation of the folding in the southern part of the Brabant Massif and for producing the Mosane Fault. This minor tectonic phase, which only affected the southern part of the Condruz-Brabant Branch, has provoked the emergence of the latter as well as the southward regression of the Emsian and Couvinian seas.

### I.- INTRODUCTION

Les rapports structuraux entre le Massif calédonien du Brabant (1) et la Bande calédonienne de Sambre-Meuse, dite aussi Bande condrusienne, n'ont pas jusqu'à présent fait l'objet d'une analyse d'ensemble. La raison en est que ces unités régionales sont, en

1 Présenté à la séance du 6 décembre 1977. Texte remis le 27 novembre 1978.

2 Rue Henri Vieuxtemps, 88, 4000-Liège (Belgique).

(1) Le Massif du Brabant est cette fraction du socle calédonien qui est sous-jacente aux plateaux mésodévoniennes à carbonifères du Bombement brabançon. Sa définition est donc celle d'une unité tectonique relevant de la structure varisque.

affleurement, largement séparées par les formations dévono-carbonifères du Synclinal de Namur; aucun fait immédiat n'existe donc introduisant directement une telle discussion.

Disons d'abord que ce problème ne se poserait pas dans la conception d'une structure de l'Ardenne en lames tectoniques, selon laquelle, lors de la tectogénèse varisque, la Bande condrusienne et son revêtement dévono-carbonifère septentrional auraient glissé vers le nord sur un empilement de lames houillères à inclinaison sud, structure proposée pour le bassin houiller de la Basse Sambre et admise aussi pour leur soubassement dévono-dinantien en couverture non plissée sur le Massif du Brabant (KAISIN, 1936). Par contre dans la vue classique du Synclinal de Namur, aujourd'hui confirmée par le sondage de Wépion (GRAULICH, 1961), tout au moins pour le tronçon compris entre les méridiens de Chatelet et de Liège, le Massif du Brabant et la Bande condrusienne, discordants sous chacun des flancs de ce synclinal, appartiennent à une entité constituée antérieurement à sa couverture méso-dévono-carbonifère.

Même cela admis, les rapports entre le Massif du Brabant et la Bande condrusienne peuvent être compris différemment selon les modalités acceptées pour le déroulement de la tectogénèse calédonienne par phases spatio-temporelles. Pour P. FOURMARIER (1931) qui, le premier, a rejeté l'idée d'un plissement calédonien unique à l'échelle de l'ensemble Brabant-Haute Ardenne, le Massif du Brabant et seule la partie septentrionale de la Bande condrusienne appartiendraient à une même unité tectogénique qui serait issue d'une phase calédonienne tardive rapportée à l'Emsien. Pour G. WATERLOT (1945), qui a proposé pour l'orogénèse calédonienne un schéma quelque peu différent, ces deux régions sont issues de phases de plissement légèrement décalées, et appartiendraient donc à des unités géotectoniques distinctes. Enfin, plus récemment, sur la base de données préliminaires provenant des sondages de Bolland et de Soumagne, nous avons groupé dans une même unité géotectonique, aujourd'hui plus correctement dénommée Rameau condruso-brabançon (2), le Massif du Brabant et la totalité de la Bande condrusienne, y compris sa fraction méridionale (MICHOT, 1976, 1980) : la découverte au sondage de Bolland de l'Eodévionien (Emsien inférieur, Siegenien et vraisemblablement Gedinnien partim) en discordance sur le Massif du Brabant ramène au Gedinnien inférieur la phase de plissement du Calédonien du Brabant autrefois attribuée à l'Emsien moyen; elle entraîne ainsi le rapprochement de cette région avec la partie sud-ouest

de la Bande condrusienne où, dans la Pointe de Puagne, le Gedinnien supérieur est discordant sur le Calédonien. D'où l'intégration, dans un même rameau, du Massif du Brabant et de la totalité de la Bande condrusienne où la présence, sous la discordance, du Ludlowien supérieur à *Spirifer elevatus* n'autorise plus, pour ce rameau condruso-brabançon, qu'une phase de plissement restreinte au Gedinnien inférieur (3).

C'est la publication récente des sondages de Bolland (GRAULICH, 1975) et de Soumagne (GRAULICH, 1977), dans leur forme détaillée, qui appelle un complément au schéma orogénique que nous avons proposé; il est en outre lié au problème de la Faille mosane exposée ici.

## II.- LA FAILLE MOSANE

### II.1.- LA DUALITE MASSIF DU BRABANT-BANDE CONDRUSIENNE

La comparaison entre le Massif du Brabant et la Bande condrusienne ne peut se faire qu'à partir de la série ordovico-silurienne, la seule qui, en affleurement, soit commune à ces deux unités régionales; elle suffit cependant pour mettre en évidence le contraste existant entre elles, tant sur le plan de la constitution de la phase sédimentaire que sur celui du faciès lithologique régional.

Dans le Massif du Brabant la phase sédimentaire est l'expression d'une subsidence active et continue. Bien que la puissance de la série ordovico-silurienne soit impossible à chiffrer avec précision en raison de l'insuffisance d'affleurements dans l'Ordovicien supérieur et de la présence de la faille de Tilly, on peut certainement avancer qu'elle est de l'ordre de 4000 mètres, auxquels il faudrait ajouter quelque 4000 mètres enlevés par l'érosion, charge statique sédimentogène qu'implique le développement de la schistosité transversale de type

(2) Dans la "Tectonique de la Belgique" (à paraître, Edition future de la Carte tectonique de l'Europe), écrite en 1974, cette unité est dénommée "Rameau campino-brabançon". Ne faisant pas apparaître la présence de la Bande condrusienne dans cette unité, cette dénomination est moins expressive que celle de Rameau condruso-brabançon adoptée aujourd'hui.

(3) Quant aux massifs calédoniens de la haute Ardenne, ils rentrent dans une même unité tectogénique, le Rameau ardennais, issue de la phase ardennaise, datée du Caradocien moyen.

axial dans le Ludlowien inférieur (Orneau, Mehaigne, Sennette). Par contre dans la Bande condrusienne, où le Ludlowien supérieur existe aussi, cette même série stratigraphique n'atteint pas 2000 mètres. En outre chaque assise considérée individuellement, y a une puissance notablement inférieure à celle de son homologue dans le Massif du Brabant (fig. 1).

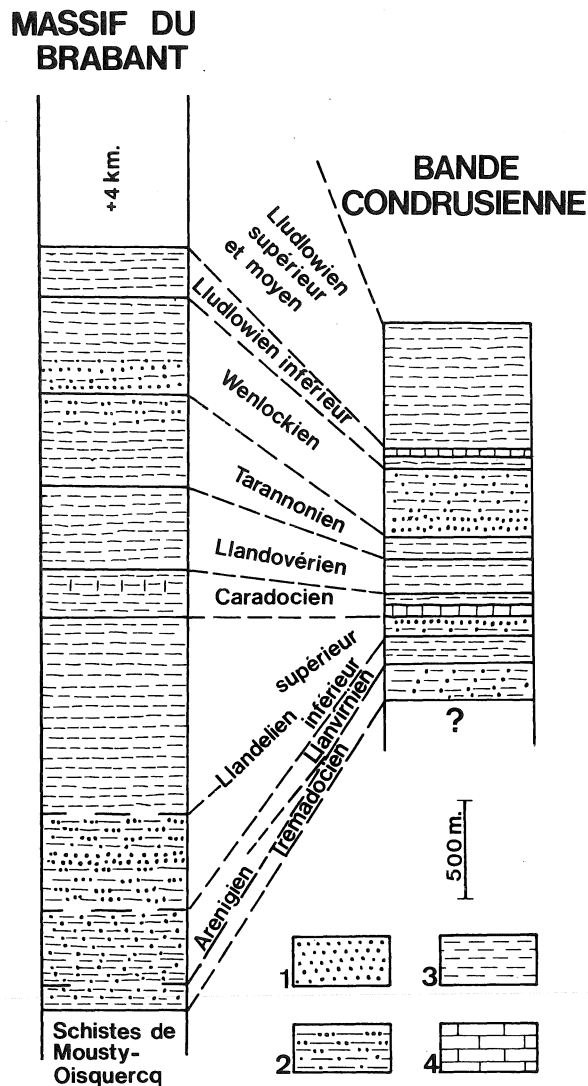


Figure 1.- Comparaison, au point de vue de la puissance et de la lithologie, des assises de la série ordovico-silurienne du Massif du Brabant et de la Bande condrusienne.  
Sédiments : arénacés (1), psammitiques (2), pélitiques (3), carbonatés (4).

Il y a plus encore. La différence dans la puissance de la série ordovico-silurienne n'est pas que l'expression d'une subsidence différentielle. Le comportement subsident du domaine condrusien a été par deux fois interrompu : d'abord à l'Arénigien, qui fait défaut par lacune sédimentaire (GRAULICH, 1961); ensuite et surtout, au début du Caradocien, où la subsidence fait place à un mouvement positif culminant dans une émergence temporaire (MICHOT, 1932); cette phase géanticlinale est exprimée longitudinalement dans toute la Bande condrusienne; elle traduit un comportement épirogénique inverse de celui du domaine brabançon.

Le faciès lithologique régional, épizonal dans les deux unités, permet aussi, sur la base de la schistosité transversale, de faire apparaître la différence entre les deux unités; cette texture est un élément de comparaison d'autant plus valable que, dans l'un et l'autre cas, le matériau pélitique est largement représenté dans toutes les assises stratigraphiques. Dans la Bande condrusienne la schistosité calédonienne n'existe nulle part et n s u r f a c e dans la série Llanvirnienne-Ludlowienne, (4) ce qui s'explique par la trop faible épaisseur de l'ensemble sédimentaire surmontant chacune de ces assises : c'est ce que montrent les couches qui, entre Huy et Presles (Châtelet), sont directement discordantes sous le flanc méridional du Synclinal de Namur, ainsi que les écaïlles tectoniques qui, découpées au Varisque par les failles-satellites du charriage condrusien, contiennent cette discordance. Bref, entre Ombret et Maulenne, la schistosité fait défaut dans la Bande condrusienne sur toute sa largeur jusqu'à son contact, par faille, sous le Gedinnien du bord nord du Synclinorium de Dinant. A cela s'ajoute que la série stratigraphique sans schistosité s'accroît, vers le bas, du Trémadocien qui, au sondage de Wépion, est accolé sédimentairement au Llanvirnien de surface. Quant à la partie méridionale de la Bande condrusienne qui, seulement à l'ouest de Maulenne, fait corps, en discordance, avec le Gedinnien, l'accord est unanime pour attribuer sa schistosité, là où elle existe, au remaniement varisque. Nous évoquerons ce faciès sans schistosité calédonienne du Calédonien sous la dénomination de tectofaciès (5) condrusien et l'unité tectonique qui le porte, sous le nom de Calédonien condrusien (5). Dans le Massif

(4) Contrairement à la figuration faite par GRAULICH (1961, fig. 4, p. 74).

(5) La notion de tectofaciès est liée à celle de schistosité transversale. Elle est de même nature que celle de "faciès mineur" entendu à l'échelle régionale. Comme celui-ci elle s'applique à des volumes, en particulier des unités tectoniques, dont ce faciès est spécifique. La confusion doit donc être évitée, dans le cas présent, entre des expressions de valeur géographique, telles que Bande condrusienne, qui s'étend à tout l'ensemble adéquat et des expressions de valeur géologique, telles que Calédonien condrusien, qui est un volume calédonien porteur d'un faciès contemporain (ici un tectofaciès) spécifique. Cette spécificité est dénommée sur la base d'une région dont elle est typique, comme en géologie sédimentaire.

du Brabant la schistosité sous une forme très bien exprimée, est, pour ainsi dire, générale. Elle est indiscutablement calédonienne, et, dans le flanc méridional de l'anticlinorium brabançon, elle monte jusque dans le Ludlowien inférieur, niveau stratigraphique le plus élevé connu en affleurement (Huccorgne, Vichenet, Ronquières où il est daté par *Monograptus Nilssoni*). Nous évoquerons ce faciès lithologique régional sous le vocable de tectofaciès brabançon, et l'unité tectonique qui le porte sous le nom de Calédonien brabançon.

Une parenthèse est ici nécessaire. Dans la théorie de la schistosité transversale avancée par P. FOURMARIER, l'apparition de cette dernière (qui est de type axial et est par conséquent liée au phénomène de plissement) est fonction de la charge statique due aux matériaux existant, au moment du plissement, au-dessus du niveau affecté. Transposée en termes d'assises stratigraphiques, cette charge est un des deux termes de la relation bi-univoque qui la lie au niveau stratigraphique où cette texture apparaît : plus explicitement, le front de schistosité apparaît dans un niveau stratigraphique d'autant plus élevé que la puissance totale des assises supérieures est plus forte, et inversement; sa migration régionale dans la série stratigraphique plissée est la traduction de la variation d'épaisseur totale des ensembles stratigraphiques supérieurs. Les données qu'apporte la schistosité concernent la seule partie surincombante de l'accumulation sédimentaire exprimée en termes d'assises stratigraphiques. FOURMARIER évaluait à quelque 4000 mètres de sédiments la charge statique nécessaire à l'apparition de la schistosité. On a parfois critiqué cette valeur; mais quelle qu'elle soit, il n'en reste pas moins correct de considérer que la variation de la position du front de schistosité dans une série stratigraphique constitue, dans l'analyse comparative entre régions, une donnée significative. Il va de soi que l'argument de la schistosité appelle le recours à un même matériau, en l'occurrence le matériau pélitique en raison de sa sensibilité à l'égard de cette texture, comme aussi de son omniprésence. Mais il faut aussi, pour faire appel à la relation bi-univoque évoquée plus haut, que le plissement soit d'un type excluant la répétition, sur la même verticale et à l'échelle régionale, d'ensembles stratigraphiques importants; elle ne s'applique pas au style en plis couchés, mais prend par contre toute sa signification dans le cas du plissement de type synanticlinorial. C'est le cas du Rameau condruso-brabançon; la descente dans la série stratigraphique du front de schistosité qui, situé au-dessus du Ludlowien inférieur dans le Brabant méridional, passe au sud sous le Trémadocien de la Bande condrusienne, implique donc la diminution du

nord au sud de la puissance de la série ordovico-silurienne comptée à partir de son sommet, à savoir le Ludlowien supérieur à *Spirifer elevatus*. Cette conclusion complète dans le même sens celle tirée de la variation de puissance de chacune des assises stratigraphiques prises individuellement.

## II.2.- LA RELATION MASSIF DU BRABANT-BANDE CONDUSIENNE

La question qui se pose maintenant porte sur le gradient stratigraphique suivant lequel s'opère cette descente. Il sera analysé dans deux profils transversaux, celui de la Mehaigne, entre Huccorgne et Statte, et celui passant par le sondage de Wépion, au méridien de Namur.

La Coupe de la Méhaigne est celle où ces deux unités calédoniennes sont les plus proches en surface; entre Huccorgne (Massif du Brabant) et Statte (Bande condrusienne) la distance horizontale est de 5 km; en raison de l'allure synclinale que décrit la surface épicalédonienne sous le Bassin d'Antheit, la distance entre ces deux points le long de cette surface est de l'ordre de 8 km.

A Huccorgne, le Silurien sous la discordance frasnienne est à rapporter très probablement au Ludlowien inférieur : ce sont des schistes phylladeux dont la schistosité, très prononcée, est en outre soulignée par une différenciation métamorphique épizonale consistant dans la ségrégation et la migration de pyrite, calcite et quartz suivant certains plans texturaux. Le front de schistosité passe donc fort au-dessus du Ludlowien inférieur. A Statte, par contre, le Llanvirnien de l'anticlinal frasnien de Huy-Statte, est absolument dépourvu de schistosité. Le front de schistosité, situé très au-dessus du Ludlowien inférieur à Huccorgne, descend donc vers le sud, sur une distance de 8 km, sous le Llanvirnien. Toute subjective que soit l'appréciation qu'on peut porter sur la rapidité de cette descente stratigraphique, il semble bien qu'on puisse admettre qu'elle est élevée et supérieure à la normale. Ces deux points devaient donc être plus distants et, dans ce cas, ils auraient été rapprochés par un acte postérieur à la prise de schistosité et par conséquent au plissement proprement dit.

On arrive à la même conclusion par une appréciation chiffrée, déduite de la puissance de la série ordovico-silurienne comptée à partir de la base du Llanvirnien. A Huccorgne, compte tenu d'une érosion de quelque 4000 mètres, minimum impliqué par la schistosité, cette puissance serait de l'ordre de 8000 mètres, tandis qu'à Statte elle est réduite à 1800 mètres; elle subit donc

une diminution de l'ordre de 6000 mètres, valeur qui traduit la subsidence différentielle entre ces deux points considérés dans le bassin sédimentaire. Si, à leur écartement sur la surface épicalédonienne (8 km), on applique un coefficient 2, taux de resserrement dû à un plissement redressant les couches à 60° (cas du Calédonien de la Méhaigne), on obtient, pour leur écartement au sein du bassin sédimentaire, une valeur de 16 km, soit une subsidence différentielle moyenne de 375 mètres/km. Cette valeur est évidemment anormalement élevée; elle indique que les emplacements originaux de Huccorgne et de Statte devaient être plus distants encore. Leur rapprochement est donc dû non plus seulement au plissement, mais à un accident supplémentaire qui ne peut être qu'une faille ayant une composante horizontale importante; ce serait donc une faille de charriage qui, antérieure au dépôt de la couverture frasnienne, est postérieure au plissement calédonien et à sa schistosité.

Son évidence apparaîtra davantage dans la coupe du sondage de Wépion; nous lui donnerons dès maintenant le nom de **Faille mosane**.

A l'ouest de la Méhaigne, le Massif du Brabant et la Bande condrusienne deviennent, en affleurement, de plus en plus distants. Au méridien de Gembloux-Fosses, à quelque 40 km de la Méhaigne, le Calédonien sous la discordance mésodévonienne, montre d'un côté, à Vichenet-Alvaux (Mazy) (Massif du Brabant), des schistes phylladeux du Ludlowien inférieur à schistosité très bien développée, semblables à ceux de Huccorgne, et, de l'autre côté, à Fosses, le Llandeillien-Llanvirnien de la Bande condrusienne, sans schistosité. La distance entre ces deux points mesurée suivant l'horizontale, et à plus forte raison le long de la surface épicalédonienne sous le Synclinal de Namur, est plus grande que dans la coupe de la Méhaigne et, d'autant plus, que ce synclinal est ici plus profond et qu'il faut encore y ajouter le rejet dû aux failles cisailantes, satellites du charriage du Condroz. Bien que cette coupe transversale soit l'homologue de la Coupe de la Méhaigne, la distance entre ces points extrêmes est trop grande pour invoquer ici les considérations précédentes.

Il en va tout autrement si on la complète par le sondage de Wépion, à quelque 10 km à l'E de Fosses. Parti de la Bande condrusienne, ce sondage a traversé sous celle-ci la série mésodévonienne à dinantienne ployée en un synclinal fortement déversé vers le nord (en fait le Synclinal de Namur), pour toucher, sous les plateaux mésodévonienues du flanc nord de ce synclinal, le Calédonien du Massif du Brabant.

Comme l'a très bien montré GRAULICH (1961), l'importance théorique de ce sondage réside en ce que la présence du coeur dévono-dinantien du Synclinal de Namur n'autorise plus de prolonger les unités houillères de la Basse-Sambre vers le sud sous le flanc sud renversé de ce synclinal et sous la Bande condrusienne qu'elles recouvreraient. Dès lors la surface épicalédonienne sous-jacente aux plateaux du flanc nord du Synclinal de Namur rejoint par-dessous ce dernier cette même surface au flanc sud renversé.

Avant d'aborder l'interprétation du sondage de Wépion dans le cadre général des rapports entre le Massif du Brabant et la Bande condrusienne, il convient d'exposer succinctement les grands traits structuraux de la Bande condrusienne entre Huy et Presles.

### II.3.- GRANDS TRAITS STRUCTURAUX DE LA BANDE CONDRUSIENNE ENTRE HUY ET PRESLES.

A Huy, le synclinal frasien de la Citadelle de Huy (à flanc méridional renversé vers le nord et faillé) montre sous lui la surface épicalédonienne recoupant les formations ordovico-siluriennes déjà ployées en synclinal par le plissement calédonien. Celles-ci, assez bien exposées à l'E de Huy grâce à la surélévation axiale vers l'E du synclinal frasien, forment un petit synclinorium (MICHOT, 1932) dont le centre est souligné par la présence de la zone à *Monograptus tumescens* (UBAGHS, 1940). C'est le **Synclinal de Tihange**. Le Wenlockien de cette unité est, à l'ouest de Huy, accolé au flanc dévonien méridional, renversé du **Synclinal de la Citadelle** qui devient plus loin la bordure méridionale du Synclinal de Namur. Plus à l'ouest (MICHOT, 1932), c'est le Ludlowien et ensuite, à Naninne, le Ludlowien supérieur (Schistes de Colibeu) qui porte la discordance mésodévonienne du flanc sud du Synclinal de Namur. Renversé vers le nord, cet ensemble appartient structurellement au flanc méridional du Synclinal de Tihange, sur lequel sont refoulées vers le Nord, suivant la Faille de Dave, les formations ordoviciennes en plis déversés vers le nord. Celles-ci forment le versant nord d'un anticlinorium dont le versant sud contient le Caradocien discordant de Faulx-lez-Tombes. Cet anticlinorium, souligné en surface par la zone à *Didymograptus bifidus* de Sart-Bernard, sera dénommé **Anticlinorium de Sart-Bernard**. Dans la coupe de Faulx-lez-Tombes, la structure de la Bande condrusienne se résume donc en une entité anticlinoriale à noyau ordovicien inférieur refoulée vers le Nord sur les dressants siluriens du flanc sud du Synclinal de Tihange, eux-mêmes accolés en discordance sous le Mésodévonien renversé du bord méridional du Synclinal de Namur. Plus à l'ouest dans la coupe

Naninne-Sart-Bernard, le Calédonien condrusien consistait avant le déclenchement des Failles de Dave et du Val de Naninne en un ensemble de dressants (avec plis secondaires) allant du Ludlowien supérieur au nord, au Llanvirnien au sud.

A l'ouest de Dave et de Wépion (MICHOT, 1928, 1944a), l'Anticlinorium de Sart-Bernard se continue jusqu'à Fosses : ce sont ses formations llanviriennes et llanvirniennes que l'on trouve ici sous la discordance mésodévonienne. La surface épicalédonienne sur laquelle s'est faite la transgression mésodévonienne-frasnienne était donc formée, depuis Huy jusque Fosses, par la série ordovico-silurienne, sans schistosité, du Calédonien condrusien reprise ensuite par le plissement varisque, et aujourd'hui en dressants renversés vers le Nord le long de cette surface.

#### II.4.- LA FAILLE MOSANE AU SONDAGE DE WÉPION

C'est dans la partie axiale de l'Anticlinorium de Sart-Bernard qu'a été implanté le sondage de Wépion. Considérée dans le cadre de cet exposé, la série traversée peut se résumer comme suit (fig. 2):

- a) de la surface jusqu'à 424 m, le Calédonien condrusien (tectofaciès condrusien) comprenant le Llanvirnien et sous lui le Trémadocien, tous deux sans schistosité;
- b) la faille de 424 m;
- c) Le Llanvirnien avec schistosité, entre 424 m et 501 m;
- d) la faille de 501 m;
- e) le Silurien de la discordance condrusienne, entre 501 m et 515 m;
- f) le noyau mésodévonien à dinantien du Synclinal de Namur;
- g) le Calédonien du Massif du Brabant, à 2304 m.

La surface épicalédonienne enveloppant en synclinal le noyau mésodévonien-dinantien a donc été traversée en deux points par le sondage : d'une part, à la base du sondage (g) où, sous les plateaux mésodévoniennes en couverture du Massif du Brabant, le Calédonien est formé par des schistes phylladeux attribués au Ludlowien, avec schistosité très bien développée : c'est donc le tectofaciès brabançon, prolongement vers le sud du Calédonien de l'Orneau; d'autre part, à 515 m, au bord méridional du Synclinal de Namur, où cette surface renversée est formée par le Wenlockien (Assise de Jonckoy). Celui-ci, sans schistosité et accolé par discordance au même poudingue mésodévonien qui recouvre les formations siluriennes à l'E

de la Meuse, appartient au Calédonien condrusien de surface, et en l'occurrence au flanc méridional du Synclinal de Tihange. La surface épicalédonienne sous le Synclinal de Namur montre donc, comme dans la coupe de la Méhaigne, la succession, du Nord au Sud, du tectofaciès brabançon lié au Massif du Brabant, et du tectofaciès condrusien lié à la Bande condrusienne. Or, appréciée le long de cette surface, la distance entre ces deux points de recoupe est de l'ordre de 3 km. L'existence d'une faille rapprochant les deux unités est donc, à Wépion, plus pertinente encore que dans la coupe de la Méhaigne : c'est la Faille mosane (voir fig. 2, coin inférieur droit).

Nous en venons maintenant à la faille de 424 m., remarquable en ce qu'elle fait reposer l'ensemble llanvirnien-trémadocien sans schistosité (tectofaciès condrusien) sur le Llanvirnien avec schistosité.

On est tenté d'abord d'interpréter cette faille comme tous les accidents du même genre affectant la bande condrusienne, et dès lors de l'accepter comme une faille varisque, liée au charriage du Condroz; c'est la solution adoptée par GRAULICH (1961) qui l'assimile à la Faille de Buzet-Dave. Cette assimilation nous paraît difficile en raison du rejet relativement faible de cette dernière fracture. En effet la Faille d'Ormont, qu'avec raison GRAULICH considère comme le prolongement occidental de la Faille de Buzet-Dave, a un rejet de l'ordre de 1000 mètres, valeur mesurée sur la base du déplacement transversal des couches dévoniennes du bord sud du Synclinal de Namur par la Faille d'Ormont et des autres fractures sous-jacentes jusqu'à la Faille de Sovimont exclue (MICHOT, 1944b). Un rejet de cette valeur nous paraît trop faible pour expliquer la disparition de la schistosité dans une même assise, le Llanvirnien en l'occurrence.

Il est exact de dire que c'est bien du sud que vient le Llanvirnien-Trémadocien non schisteux chevauchant le Llanvirnien schisteux : c'est en effet dans le sens nord-sud que la schistosité s'efface dans une même assise stratigraphique. Mais ce qui est singulier, c'est l'intercalation, entre le Wenlockien du sondage de Wépion et le Llanvirnien-Trémadocien de l'Anticlinorium de Sart-Bernard, d'une écaille avec schistosité, fait inconnu à l'E de la Meuse.

Pour résoudre cette question, il faut d'abord, faisant abstraction des failles varisques, tenter de remonter aux entités tectoniques datant du Calédonien. Leur définition part de la considération de la pénélaine épicalédonienne, surface fixée par son recouvrement par la transgression mésodévonienne.

Le Wenlockien du sondage de Wépion, recoupé par cette pénélaine, se situe, sur cette dernière, entre le

Ludlowien de Naninne, relevant du Synclinal de Tihange, et le Llandelien-Llanvirnien de Fosses, entrant dans l'Anticlinorium de Sart-Bernard. Semblablement considéré dans l'ensemble longitudinal, il a pour prolongement vers l'E la même assise qui, à Naninne, appartient au flanc méridional du Synclinal de Tihange. Tout concorde donc pour conclure que le Wenlockien du sondage de Wépion appartient bien au Calédonien condrusien, dans lequel s'ordonnaient du N au S, en continuité, puisque la Faille du Buzet-Dave n'existait pas, les formations du Synclinal de Tihange et de l'Anticlinorium de Sart-Bernard. Le Wenlockien du sondage ne pouvait donc avoir au sud de lui que du Llanvirnien sans schistosité, celui de cet anticlinorium.

Or le plissement varisque a ramené du sud sur le Wenlockien par l'intermédiaire de la Faille de 501 mètres, une écaïlle de Llanvirnien schisteux. Ce fait ne peut s'expliquer que si l'on admet que cet état de choses date de la période calédonienne. Autrement dit, sous le Massif calédonien sans schistosité existait déjà une unité comprenant du Llanvirnien schisteux : ce redoublement de la même assise, mais avec un tectofaciès différent, implique l'existence d'une faille rapprochant ces deux faciès : c'est la faille de 424 m, qui est donc une faille de charriage. Cette faille, sous-jacente à l'unité à tectofaciès condrusien, doit donc passer sous le Wenlockien du sondage en le contournant par le sud. Elle se raccorde dès lors à la faille du même type qui, sur la surface épicalédonienne, sépare plus au nord le Wenlockien du sondage de Ludlowien schisteux du Massif du Brabant : c'est donc la Faille mosane.

La Faille mosane se montre ainsi, dans le profil transversal passant par le sondage de Wépion, avec ses caractéristiques. Puisque, partant de la surface épicalédonienne, elle se retrouve au sud dans la Bande condrusienne, c'est que, au moment de la pénélplanation, elle avait une inclinaison vers le sud. Postérieure à la schistosité et par conséquent au plissement, ici de type synanticlinorial, cette faille ne peut être qu'un charriage cisailant, probablement à inclinaison faible. Son mouvement, exprimé dans le sens sud-nord, a pour effet de charrier le tectofaciès condrusien sur le tectofaciès brabançon. Ce dernier, qui puise son type dans le Massif du Brabant, se prolonge donc vers le sud, bien au-delà du plan axial du synclinal de Namur, dans le soubassement de la Bande condrusienne.

Antérieure au recouvrement mésodévonien, la Faille mosane a été reprise par le plissement varisque qui lui a donné son allure actuelle. Partant de la surface épicalédonienne en un point qui, bien qu'im-

possible à préciser, ne peut se situer qu'en-dessous de 515 mètres; elle remonte au sondage, à 424 mètres. Ce relèvement vers le sud lui donne une allure conforme au mouvement de rotation qui a redressé et renversé vers le nord le Mésodévonien-Dinantien du bord sud du Synclinal de Namur. Impliquée dans le complexe calédonien, elle a subi passivement ses déformations plastiques et rupturales. Pris dans l'Anticlinorium de Sart-Bernard, le tectofaciès brabançon, sous-jacent au tectofaciès condrusien, se retrouve ainsi en noyau au sein de cette déformation.

On saisit aisément dans ces conditions la signification de la faille de 501 m., qui met en contact le Llanvirnien schisteux sur le Wenlockien de la discordance : c'est un refoulement vers le nord du noyau de l'Anticlinorium de Sart-Bernard sur les couches externes de son flanc nord : c'est la Faille de Buzet-Dave, dont le rejet se combine à Wépion à celui de la Faille de Sovimont, sous-jacente et antérieure (MICHOT, 1944a, 1944b).

En résumé, le sondage de Wépion a, dans la nouvelle interprétation, présentée ici, recoupé de haut en bas (fig. 2) :

- a) de la surface à 424 m, le Calédonien condrusien de l'Anticlinorium varisque de Sart-Bernard.
- b) à 424 m, la Faille mosane;
- c) de 424 m à 501 m. le Llanvirnien à tectofaciès brabançon;
- d) à 501 m, la Faille de Buzet;
- e) de 501 m à 515 m, le Wenlockien à tectofaciès condrusien et la discordance couvinienne.

Pour définir l'allure en direction de la Faille mosane, on ne dispose sur la surface épicalédonienne portant le Synclinal de Namur que de deux points peu précis : l'un à Wépion, l'autre dans l'intervalle Huccorgne-Statte; ils permettent néanmoins de tracer une ligne générale sensiblement parallèle au cours de la Meuse hutoise, recoupant toutefois celle-ci vers le nord et en aval. C'est la raison pour laquelle nous qualifions cette faille de "mosane".

Dans la vallée des Awirs, à l'E de la Méhaigne, la présence de la Faille mosane ne répond qu'à une présomption déduite, comme précédemment dans la coupe de la Méhaigne, des faciès différents du Calédonien de part et d'autre du Synclinal de Namur (ou mieux Synclinal de Liège).

A Horion-Hozémont, les affleurements méridio-

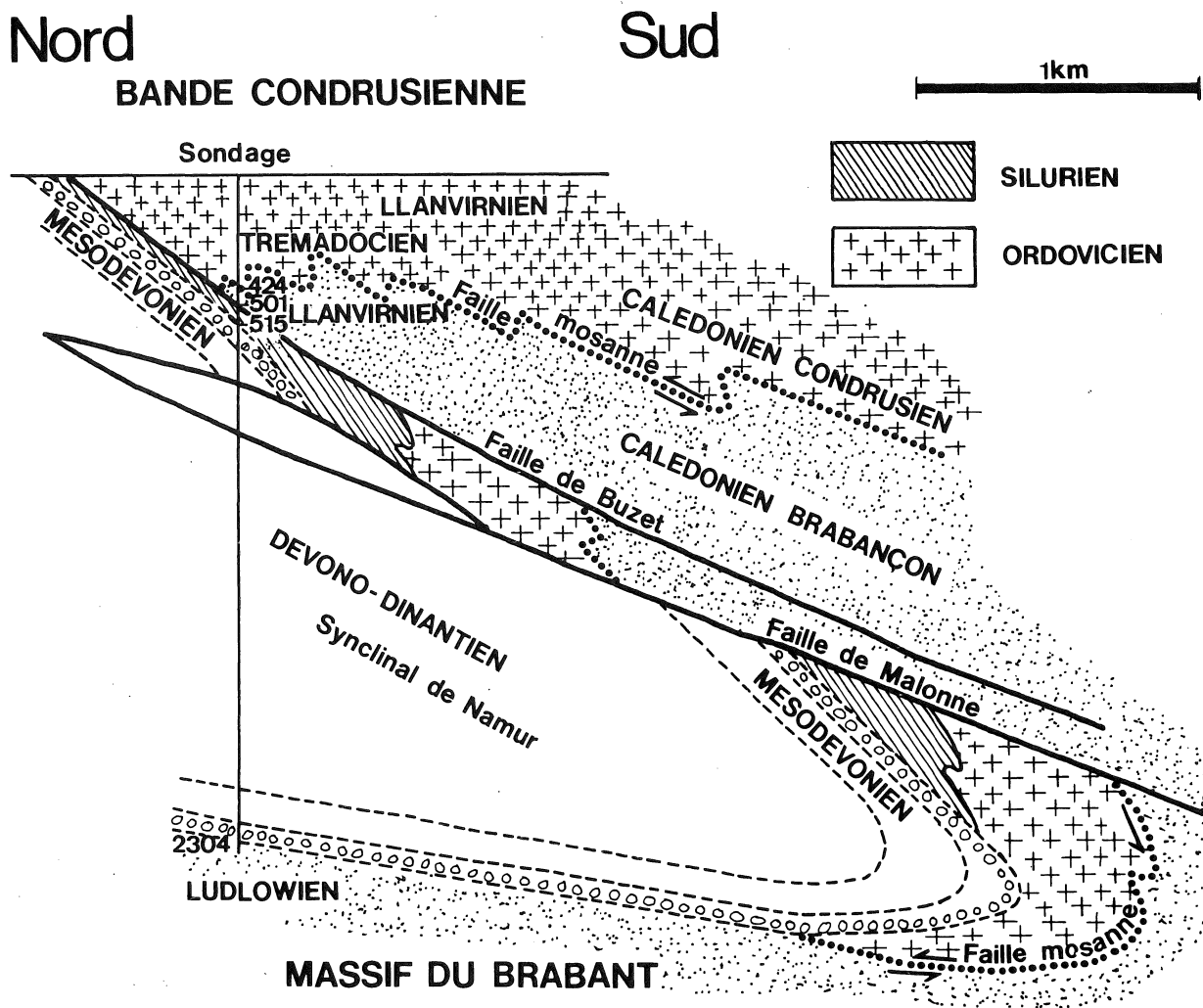


Figure 2.- Le sondage du Wépion dans son cadre tectonique

La Faille mosane (en gros ponctué), antérieure à la pénéplation calédonienne, et originellement à inclinaison sud, a été plissée et faillée lors de la tectogénèse varisque. Sa déformation est liée au renversement vers le nord du flanc sud (mésodévonien) du Synclinal de Namur et au plissement qui a donné l'Anticlinorium de Sart-Bernard, formé en surface par le Llanvirnien sans schistosité (tectofaciès condrusien); elle a été ensuite recoupée par la Faille de Buzet (et les autres failles varisques apparentées). La faille mosane sépare deux tectofaciès différents datant du Calédonien : le tectofaciès brabançon (à schistosité calédonienne) liée au Calédonien brabançon, et le tectofaciès condrusien (sans schistosité calédonienne) propre au Calédonien condrusien. Seul ce dernier a été subdivisé stratigraphiquement en Ordovicien et Silurien pour les besoins de la figuration des assises rencontrées par le sondage. La complexité de la Bande condrusienne date de la période varisque et aussi, mais en profondeur seulement, de la période calédonienne.



naux du Massif du Brabant sous les plateaux du flanc nord de ce synclinal, montrent des couches que nous rapportons au Tarannonien supérieur ou au Wenlockien inférieur, sur la base de la constitution lithologique de ces assises dans la vallée de l'Orneau; elles sont affectées d'une schistosité transversale très bien marquée, indiquant par là leur appartenance au tectofaciès brabançon. C'est donc encore sous le Synclinal de Liège que passe la ligne du changement de faciès du Calédonien, en l'occurrence, la Faille mosane.

En conclusion : Antérieurement au dépôt de la couverture mésodévonienne-frasnienne sur le Rameau condruso-brabançon, celui-ci a été affecté dans sa partie méridionale par un charriage cisailant, la Faille mosane. Celle-ci a eu pour effet de refouler vers le nord le Calédonien à tectofaciès condrusien (absence de schistosité) formant la partie méridionale de ce rameau, sur le Calédonien à tectofaciès brabançon (présence de la schistosité) duquel relève le Massif du Brabant. Cette fracture majeure affleure sur la surface d'abrasion épicalédonienne (antérieure au Mésodévonien) suivant une ligne approximativement OSO-ENE enfouie sous la zone axiale du Synclinal de Namur. Le Calédonien de la Bande confrusienne (Bande de Sambre-Meuse) revêtait donc, déjà antérieurement au plissement varisque, une complexité consistant dans la superposition, par l'intermédiaire de la Faille mosane, de l'ensemble condrusien aujourd'hui en surface, à une unité tectonique prolongeant vers le sud le Massif du Brabant. C'est ce complexe qui, plus tard, a été repris par la tectogénèse varisque.

### III.- LE REMANIEMENT DU PLISSEMENT DANS LE MASSIF DU BRABANT

De ce qui précède il ressort que la partie méridionale du Massif du Brabant a été l'objet, avant le dépôt de la couverture mésodévonienne-frasnienne, d'une compression dans le sens sud-nord qui s'est traduite par le déclenchement de la Faille mosane.

Or c'est précisément cette partie méridionale, à découvert au sud de la ligne Ronquières-Corroy-le-Château (Gembloux)-Fumal, qui, postérieurement à la phase majeure qui a plissé tout le Massif du Brabant et déterminé sa schistosité, a subi une accentuation de son plissement et ce, sous l'influence d'une poussée venant du sud (MORTELMANS, 1953); de plus ce remaniement régional, ainsi que l'a démontré R. LEGRAND (1967), est antérieur au Couvinien.

On ne peut dès lors manquer de faire un rapprochement entre cette phase d'accentuation du plisse-

ment du Massif du Brabant, limitée à sa partie méridionale, et le sens de poussée dont témoigne la Faille mosane plus au sud, conforme au remaniement des plis. C'est pourquoi nous pensons que la Faille mosane est à ranger dans le cadre de cette seconde phase orogénique, limitée à la partie méridionale du Massif du Brabant, dont elle serait un acte tardif.

### IV.- LES SONDAGES DE BOLLAND ET DE SOUMAGNE

Nous avons accepté antérieurement (MICHOT, 1976, 1980) que le plissement du Rameau condruso-brabançon était achevé à la fin du Gedinnien inférieur; il n'apparaissait pas alors qu'au sondage de Bolland, la couverture éodévonienne, discordante sur le Calédonien du Massif du Brabant, était également discordante sous le Néodévonien-carbonifère. Cette dernière discordance ressort clairement de la description détaillée, récemment publiée, des sondages de Bolland (GRAULICH, 1975) et de Soumagne (GRAULICH, 1977). Elle nous conduit à corriger cette conclusion et à examiner maintenant l'âge de la phase de remaniement du Massif du Brabant.

Ces sondages (fig. 3) ont été implantés dans le Massif houiller de Herve, plus précisément au sud de la Faille d'Asse et de l'anticlinal famennien de Booze-Le Val-Dieu. Outre ce fait capital de l'existence de l'Eodévonien en discordance sur le Cambro-silurien, le sondage de Bolland, combiné avec le sondage de Soumagne, a fait apparaître les faits suivants :

1. la couverture éodévonienne est plissée, au sondage de Bolland tout au moins;
2. l'Eodévonien est recouvert en discordance par le Frasnien auquel succède en concordance la série famennienne-carbonifère;
3. ce Frasnien appartient structurellement au flanc septentrional du Synclinal de Liège (l.s).

Tels sont les points qui seront successivement étudiés en détail ci-dessous.

1. La couverture éodévonienne a été traversée sur toute son épaisseur par le sondage de Bolland, soit sur 1450 m, se décomposant comme suit, de haut en bas, en fonction de la valeur de l'inclinaison des couches : 30° sur 170 m (sous le Frasnien); de 30° à 60° sur 335 m; de 40° à 50° sur 280 m; de 55° à 90° sur 290 m; de 50° à 30° sur 315 m (base discordante sur le Cambro-silurien à 2875 m). On en déduit pour l'Eodévonien de Bolland une puissance de 940 m, et une inclinaison moyenne de 50°.

Nord

Sud

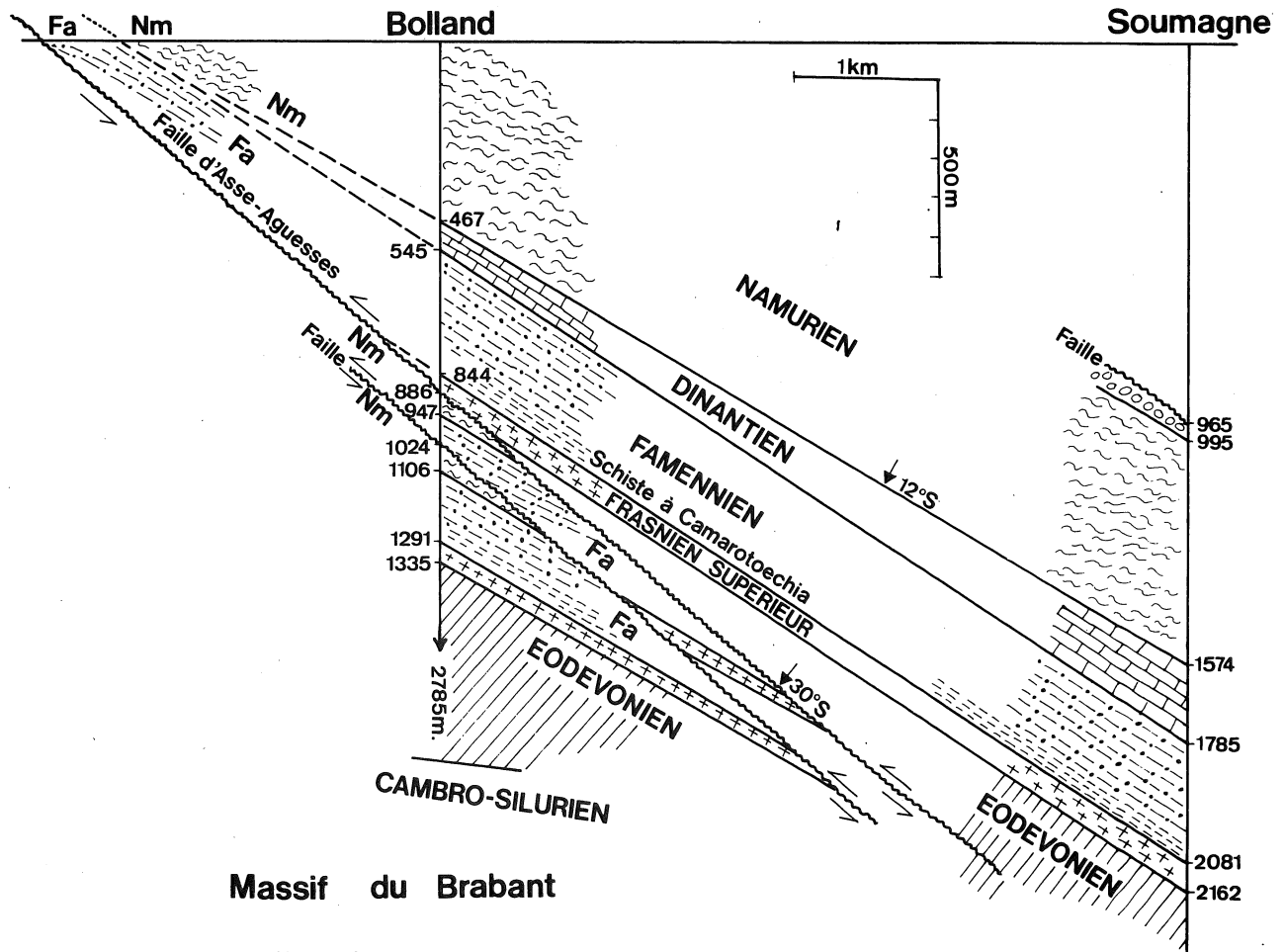


Figure 3.- Les sondages de Bolland et de Soumagne et leur raccord.

Au sondage de Soumagne, l'Eodévonien n'a été traversé que sur 366 m, sa base n'ayant pas été atteinte. Réserve faite de quelques mètres de recoupe où elle est plus forte, l'inclinaison des couches varie entre 6° et 10°.

Il est donc évident que la couverture éodévonienne a été plissée; toutefois ce plissement n'a probablement été que local et limité à la zone sous Bolland.

2. La discordance entre l'Eodévonien et le Néodévonien. A Bolland, vient au-dessus de l'Eodévonien à inclinaison moyenne de 50°, et après une lacune stratigraphique comprenant le Mésodévonien et la majeure partie du Frasnien, un

ensemble sédimentaire ayant à sa base le Frasnien supérieur à *Phillipsastrea*, surmonté des schistes dolomitiques et de dolomie (44 m sans indication d'inclinaison), auxquels succède en allure concordante le Famennien (186 m) avec des inclinaisons comprises entre 10° et 15°; enfin après la lacune dinantienne bien connue en surface à Booze et au Val-Dieu, vient le Namurien lacunaire à sa base. Etant donné la lacune mésodévonienne sous le Frasnien et la liaison de ce dernier avec les couches à *Camarotoechia* du Famennien, il est hors de doute que le Frasnien fait bien corps structurellement avec l'ensemble mésodévonien-namurien à faible inclinaison et que c'est sous lui que se trouve la discordance avec l'Eodévonien.

Au sondage de Soumagne, la lacune sédimentaire mésodévonienne se retrouve identique à celle de Bolland, mais la discordance angulaire n'est plus évidente, l'Eodévonien et sa couverture néodévonienne-carbonifère ayant des inclinaisons faibles, du même ordre de grandeur ( $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ).

Ces données permettent de définir les deux faits majeurs suivants relatifs à la région immédiatement à l'Est de Liège : 1) la sédimentation varisque en couverture discordante sur le Cambro-Silurien comprend, du fait de la lacune et de la discordance sous le Frasnien, deux étages structuraux sédimentaires : l'étage éodévonien et l'étage néodévonien-carbonifère; 2) le complexe éodévonien a été plissé, localement du moins, et ce, avant le dépôt de l'ensemble néodévonien-carbonifère.

Ce plissement a été accompagné d'un bombement périphérique et d'une exondation dont l'extension est donnée par celle de la lacune, évidente vers le sud jusque dans la région de Tilff-Villers-le-Temple. Secondaire dans son intensité comme dans son extension, cette déformation peut être qualifiée d'hyporogénique.

La régression marine qu'elle a entraînée s'est marquée dès la fin de l'Emsien inférieur par l'apparition, dans le domaine resté marin, de conglomérats intraformationnels particulièrement épais et grossiers à l'Emsien supérieur (ancien Burnotien). Elle est terminée au Couvinien. Cette phase hyporogénique, que nous dénommons **phase bollandienne**, peut être datée de la fin de l'Emsien inférieur.

### 3. La relation structurale entre la couverture varisque discordante sur le Cambro-Silurien de Bolland et le Massif du Brabant.

Les sondages de Bolland et de Soumagne sont implantés respectivement à quelque 3 et 8 km au sud de l'anticlinal famennien de Booze-Le Val-Dieu et la Faille d'Asse qui refoule celui-ci vers le nord sur un ensemble plissé constituant le flanc méridional du Synclinal de Liège. Classiquement on en déduirait l'intégration du domaine sous-jacent à la région Bolland-Soumagne, y compris son soubassement calédonien et éodévonien, dans la zone plissée varisque, ici de position frontale. Cette conclusion logique ne cadre cependant pas avec l'allure des couches dans les parties profondes traversées par les deux sondages, où leur inclinaison est faible et uniforme.

Il importe donc d'analyser ces données et de les in-

tégrer dans le cadre régional.

Le sondage de Bolland (fig. 3) a, du point de vue structural, traversé 3 unités tectoniques séparées par des failles; ce sont du bas vers le haut :

- a) la couverture varisque solidaire du Cambro-Silurien; elle est limitée en haut par la faille de 1024 m. Elle comprend l'Eodévonien redressé à plissé (de 2875 m à 1335 m), discordant sous un ensemble en plateaux concordantes, faiblement inclinées (inclinaison presque partout inférieure à  $15^{\circ}$ ) comprenant le Frasnien supérieur (de 1335 m à 1291 m), le Famennien (de 1291 m à 1106 m), et le Namurien concordant (de 1106 m à 1024 m).
- b) entre la faille de 1024 m et la faille de 886 m, une unité de plateaux concordantes, à inclinaison faible ne dépassant pas  $20^{\circ}$ , comprenant le Famennien gréseux (de 1024 m à 947 m) et le Namurien (de 947 m à 886 m).
- c) au-dessus de la faille de 886 m, une unité néodévonienne-carbonifère, avec présence du Dinantien, se décomposant comme suit : Frasnien supérieur (de 886 m à 844 m), Famennien (de 844 m à 545 m), Dinantien (de 545 m à 467 m), Namurien (de 467 m à la surface); c'est un régime de plateaux dont l'inclinaison varie de  $10$  à  $25^{\circ}$ , sauf dans les 150 m sous la surface, où l'inclinaison peut passer à  $40^{\circ}$ , réserve faite de petits chiffonnages.

Le sondage de Soumagne (fig. 3) a recoupé les deux unités tectoniques suivantes, de bas en haut :

- a) l'unité inférieure où l'Eodévonien (de la base du sondage 2528 m à 2162 m) est surmonté, avec lacune stratigraphique, par le Frasnien supérieur (de 2162 m à 2081 m), le Famennien (de 2081 m à 1785 m), le Dinantien (de 1785 m à 1574 m), le Namurien (de 1574 m à 995 m) et le Westphalien (de 995 m à la faille de 965 m). Tout cet ensemble est en plateaux dont l'inclinaison ne dépasse  $10^{\circ}$  qu'exceptionnellement.
- b) l'unité supérieure, au-dessus de la faille de 965 m, en plateaux faiblement inclinées dans les 100 premiers mètres sus-jacents à la faille, d'âge westphalien inférieur (suivant la note préliminaire de GRAULICH, 1963), et au-dessus desquelles vient un ensemble plissé, avec Namurien, dont il ne sera pas question ici.

Une première relation s'établit aisément entre les deux sondages sur la base de leur unité inférieure a, où l'Eodévonien porte avec lacune, mais sédimen-

tairement accolé, l'ensemble frasnien-carbonifère. Il s'agit donc bien de la même unité au sein de laquelle apparaît toutefois une différence remarquable : l'absence à Bolland, et l'existence à Soumagne, du Dinantien. On en conclut que c'est entre Bolland et Soumagne qu'apparaît vers le sud le Dinantien, dont la puissance atteint 211 m en ce dernier point, cependant qu'elle n'est que de 77 m dans l'unité supérieure de Bolland.

Cette variation de puissance permet dès lors d'interpréter les deux unités tectoniques supérieures du sondage de Bolland déplacées par les failles de 1024 m et de 886 m, et de reconstituer, entre Bolland et Soumagne, l'entité qu'est le recouvrement néodévonien-carbonifère sur son soubassement éodévonien. Il s'y succède du nord au sud, de Bolland à Soumagne, les recoupes suivantes : la partie inférieure du sondage de Bolland avec le socle cambro-silurien; l'ensemble recoupé à Bolland entre les failles de 1024 m et de 886 m, nettement apparenté au précédent puisqu'il comprend également le Namurien reposant sur le Famennien; l'ensemble qui, à Bolland, est supérieur à la faille de 886 m et qui, avec ses 77 m de Dinantien se rapproche davantage du fond du sondage de Soumagne, et finalement le fond du sondage de Soumagne (de la base à la faille de 965 m). C'est ce que présente la fig. 4 où les profondeurs indiquées ne concernent que l'ensemble Frasnien-Famennien-Dinantien.

Cette reconstitution se complète par l'intégration de l'anticlinal famennien de Booze-Le Val-Dieu où le Dinantien fait également défaut : il ne peut donc rentrer que dans l'intervalle Bolland-Soumagne, et plus exactement dans la partie où le Dinantien manque. Il en résulte que la Faille d'Asse, qui a pour effet de remonter à la surface, le contact par lacune Famennien-Namurien, ne peut que passer en profondeur au nord du fond du sondage de Soumagne.

Une argumentation d'un autre ordre conduit à la même conclusion, précisant en outre la relation liant l'anticlinal de Booze-Le Val-Dieu, le complexe supérieur du sondage de Bolland et le fond du sondage de Soumagne. La droite qui joint le contact Namurien-Dinantien pris dans chacun de ces sondages à une inclinaison de 12° Sud, valeur qui est précisément celle des couches qui l'encadrent dans les sondages. Cette concordance numérique indique que les plateaux dinantiennes du sondage de Soumagne se prolongent directement dans l'unité supérieure du sondage de Bolland, géométrie qui s'applique dès lors à tout l'ensemble qui en est tectoniquement solidaire. Si, de plus, conformément à cette disposition, on recherche le point où le Dinantien se coince, on constate que celui-ci est très proche de la surface, sans toutefois l'atteindre, le Namurien reposant au-delà sur le Famennien : c'est le flanc sud de l'Anticlinal de Booze-Le Val-Dieu. La Faille d'Asse qui affleure au nord, passe dès lors sous celui-ci, et ensuite nécessai-

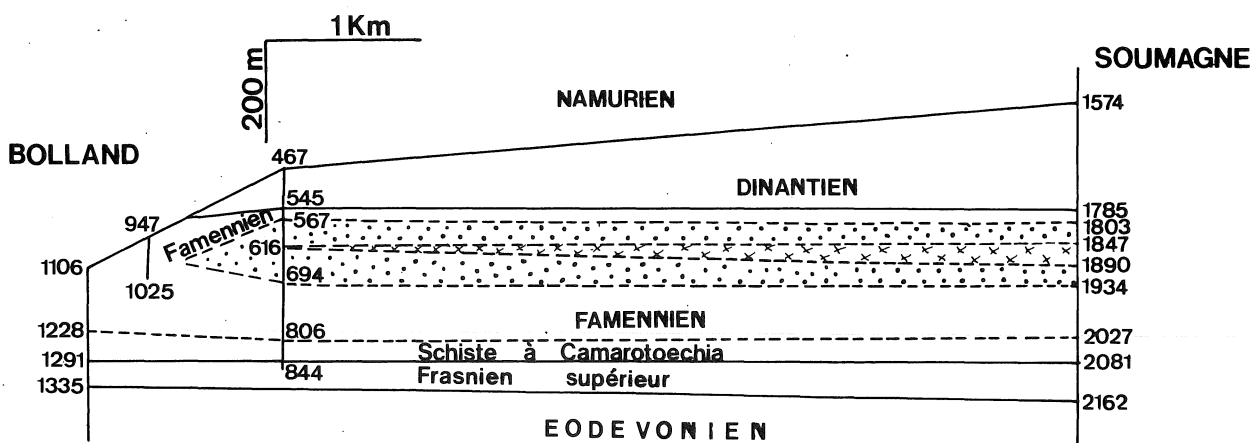


Figure 4.- Reconstitution de la couverture originelle néodévonienne-dinantienne sur son soubassement éodévonien, entre Bolland et Soumagne. A remarquer la variation de faciès du Famennien arénacé (au-dessus des schistes à Camarotoechia) consistant dans la disparition successive, du sud vers le nord, du faciès à sédiments rouges (croix) et du faciès à bancs de dolomie (points). Les profondeurs indiquées sont limitées à l'intervalle Frasnien-Dinantien.

rement sous tout l'ensemble avec le Dinantien; dans le sondage de Bolland c'est donc la faille de 886 m.

La Faille d'Asse ne peut donc pas se raccorder, comme l'a fait GRAULICH (1977), avec la faille qui, dans le sondage de Soumagne, passe à 965 m, c'est-à-dire au-dessus du complexe avec Dinantien. Une telle acceptation est d'ailleurs impossible, si on part d'une vue générale sur la géologie régionale; il faudrait en effet qu'il existât dans le profil transversal Bolland-Soumagne prolongé vers le sud, une aire sédimentaire où le Dinantien fasse défaut par lacune stratigraphique, ce qui n'est pas.

La Faille d'Asse, connue en deux de ses points, en surface et dans le sondage de Bolland à 886 m, aurait donc une inclinaison de 30°S, tout au moins entre ces deux points; cette valeur est du même ordre de grandeur que celle qui lui a été reconnue plus à l'ouest, à Booze (ANCION *et al.*, 1943). Telle est l'inclinaison que nous donnons aussi à la faille sous-jacente passant à la profondeur de 1024 m dans le sondage de Bolland.

On en arrive ainsi à la cinématique de ces failles. Celles-ci ont ceci de caractéristique qu'elles n'ont pas perturbé la géométrie des ensembles qu'elles ont déplacés, puisque l'inclinaison des couches est celle de leurs homologues dans le fond du sondage de Bolland où elles sont solidaires du Cambro-Silurien. Ce ne sont donc pas des pli-failles, mais des failles de cisaillement qui se sont produites au travers d'une plateure inclinant vers le sud de quelque 10° à 20° (voire moins encore), et dont le rôle fut celui d'une translation parallèle, du sud vers le nord, des tronçons qu'elles y ont découpés.

On peut dès lors évaluer le rejet de chacune de ces failles sur la base d'un calcul où l'inclinaison des couches serait de 12° et celle des failles de 30°. On obtient ainsi pour le rejet de la Faille d'Asse 850 m, et, pour la faille sous-jacente 440 m, soit un total de 1290 m dans le cas où elles se rejoindraient. Ce rejet est relativement faible; le terme de charriage ne convient pas pour dénommer de tels accidents dont ils n'ont ni l'importance ni la structure. Ce sont des chevauchements déterminant l'écaillage d'une plateure uniforme.

Il convient de rappeler ici que ANCION, VAN LECKWYCK & UBAGHS (1943) sont arrivés également à cette même conclusion pour la faille d'Asse dans la région de Booze, où son inclinaison est de 20 à 30°, et son rejet vers le nord, peu considérable. Comme on le voit la faille d'Asse, bien connue dans l'intervalle Booze-Le Val-Dieu, n'a rien de commun avec la faille éifélienne à laquelle on l'a, tout récemment encore, assimilée (BLESS *et al.*, 1976).

De cette analyse il se dégage que, sous la région Bolland-Soumagne, le revêtement néodévonien-carbonifère (*in situ*) du Cambro-Silurien, par l'intermédiaire de l'Eodévonien lui-même en discordance, consiste en une plateure faiblement et uniformément inclinée vers le sud, dont l'extension dans le sens nord-sud est de quelque 6.5 km. Or, prolongée vers le nord avec l'inclinaison de 12° qu'elle possède en moyenne dans le fond du sondage de Bolland, elle atteint la surface du sol immédiatement au sud de Berneau, dans la région de Visé, où le Frasnien, base de cette entité, affleure largement. La plateure néodévono-carbonifère de Soumagne-Bolland s'intègre donc dans la plateure qui forme le flanc méridional du Bombement brabançon; le Cambro-Silurien qu'elle recouvre relève donc du Massif calédonien du Brabant.

En résumé les sondages de Bolland et de Soumagne mettent en évidence la structure profonde du domaine varisque sous cette région : au-dessus du socle calédonien, relevant du Massif du Brabant, repose en discordance une couverture éodévonienne plissée (en partie tout au moins), elle-même surmontée en discordance, moyennant la lacune stratigraphique du Mésodévonien et de la majeure partie du Frasnien, par une couverture néodévonienne-Carbonifère, dont la seule déformation régionale consiste dans un faible basculement vers le sud.

## CONCLUSION

Ainsi qu'en témoignent les deux discordances reconnues par sondage à Bolland et à Soumagne, il appert que le Cambro-Silurien du Massif du Brabant a subi, à l'E de Liège, deux déformations plastiques.

La première est survenue avant le dépôt de l'Eodévonien de Bolland et de Soumagne : c'est en fait la phase condruso-brabançonne (MICHOT, 1976, 1980) qui, au Gedinnien inférieur, par un plissement bien individualisé, a constitué le Rameau condruso-brabançon, y compris son extension sous la Campine; c'est de cette phase que date la schistosité axiale de ce domaine.

La seconde, démontrée par la déformation plastique de l'Eodévonien de Bolland, est survenue à la fin de l'Emsien inférieur : c'est la phase bollandienne, dont l'extension territoriale se mesure au retrait, jusqu'au Couvinien, de la mer éodévonienne. C'est pourquoi, tenant compte de la direction des lignes isopiques liées à ce retrait (MICHOT, 1976), nous lui attribuons un domaine de direction ENE-OSO qui s'allongerait de part et

d'autre du sillon Sambre-Meuse jusqu'au-delà de Soumagne. Ce domaine comprend donc la partie méridionale du Rameau condruso-brabançon : c'est pourquoi nous insérons dans cette phase l'accentuation du plissement qui a affecté tout au moins la partie méridionale du Massif du Brabant, ainsi que, plus au sud, la Faille mosane qui en serait l'acte final.

L'évolution du Rameau condruso-brabançon jusqu'à la transgression méso-dévonienne peut donc se résumer comme suit, traduite dans ses états successifs (fig. 5).

- Le Rameau condruso-brabançon est issu du géosynclinal calédonien à l'intervention de la phase de plissement condruso-brabançonne, survenue au Gedinien inférieur. Il est constitué par deux domaines majeurs qui se différencient par le tectofaciès de leurs matériaux (fig. 5a) : au nord, un domaine affecté par la schistosité axiale, le **Calédonien brabançon**, comprenant le Massif du Brabant et ses prolongements, vers le nord sous la Campine (et vraisemblablement la Hollande méridionale), et vers le sud, à l'emplacement de l'actuel Synclinal de Namur et de la Bande condrusienne. Dans cette direction, il passe progressivement, par suite de la descente du front de schistosité, au **Calédonien condrusien**, caractérisé par l'absence de schistosité; ce dernier domaine, connu par la Bande condrusienne (en affleurement) et le Massif du Fond d'Ohe (Ombret), s'est distingué du précédent déjà au cours de la phase sédimentaire, par un comportement géantoclinal.
- Après son abrasion, voire sa pénéplanation, ce rameau a été recouvert par la transgression éodévonienne (en ponctué dans la fig. 5b) qui a déposé le Gedinien supérieur, le Siegenien et l'Emsien inférieur.
- A la fin de l'Emsien inférieur, intervient la phase bollandienne (fig. 5c) qui a affecté seulement la partie méridionale du Rameau condruso-brabançon jusqu'à une ligne septentrionale allant de Ronquières à Corroy-le-Château (Gembloux)-Fumal. Dans cette partie méridionale du Massif du Brabant, cette phase s'est traduite par une accentuation du plissement, déformation plastique qui s'est également bien marquée dans l'Eodévonien de Bolland; vers le sud elle a consisté plutôt en un bombement accentué et la production de la Faille mosane, charriage cisailant faisant chevaucher vers le nord le Calédonien condrusien sur le Calédonien brabançon. Il en est résulté l'émergence d'un chaînon mineur, de direction ENE-OSO, embrassant un domaine dont le sillon Sambre-Meuse est approximativement l'axe : c'est la ride bollandienne.

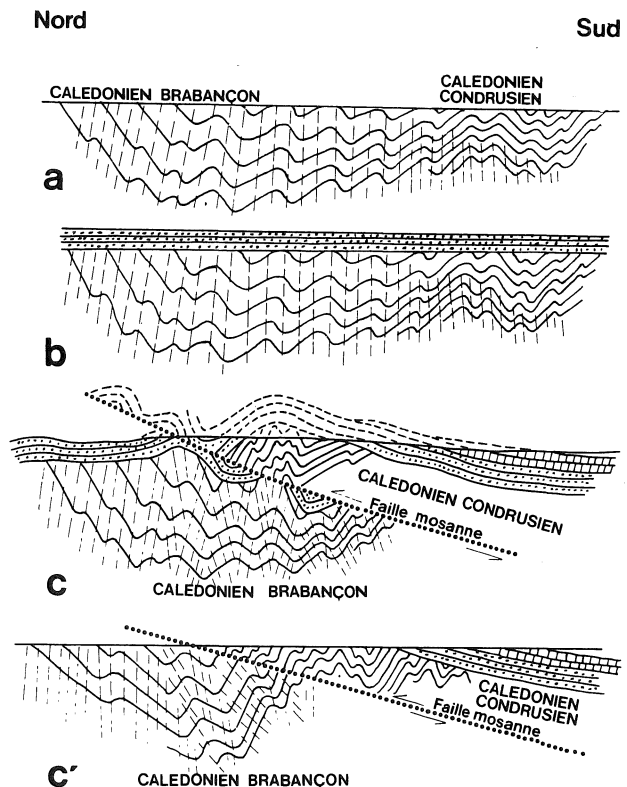


Figure 5.- Le Rameau condruso-brabançon et la Phase bollandienne.

Longs tirets verticaux et subverticaux : schistosité calédonienne liée à la phase condruso-brabançonne.  
Fin ponctué : ensemble Gedinien supérieur, Siegenien, Emsien inférieur.

Petits traits verticaux : Emsien supérieur à Couvinien de la régression emsienne.

Ponctué grossier : la Faille mosane.

- Le rameau condruso-brabançon, pénéplané, avant la transgression éodévonienne.
- La couverture transgressive éodévonienne.
- La phase bollandienne, avec plissement et bombement de la couverture éodévonienne, accentuation du plissement avec remaniement de la schistosité dans la partie méridionale du Calédonien brabançon, et la Faille de charriage cisailante, la Faille mosane, refoulant le Calédonien condrusien sur le Calédonien brabançon.  
Sur le flanc sud du chaînon bollandien, dans la mer emsienne et couvinienne en régression, dépôts de l'Emsien supérieur et du Couvinien à conglomérats régressifs.
- La surface pénéplanée avant la transgression méso-dévonienne-frasnienne, (région du sillon Sambre-Meuse).

Cette émergence a déterminé le retrait vers le sud de la mer emsienne et le dépôt dans cette dernière des conglomérats de l'Emsien supérieur et du Couvinien, de plus en plus épais et grossiers (en hachuré fig. 5 c et c'). Le domaine ainsi émergé s'étend vers le sud approximativement jusqu'à une ligne qui au sud du sillon Sambre-Meuse, et, dans la nappe charriée par la faille éifélienne, va d'Acoz à Tailfer-Lustin-Marchin-Barse-Tilff-Trooz, et dans l'autochtone varisque, sous la faille éifélienne, passerait dans la région de La Reid (Spa).

c') C'est sur la surface pénéplanée consécutivement à la phase bollandienne (fig. 5 c') que se fera la transgression mésodévonienne-frasnienne, mais suivant d'autres lignes directrices.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANCION, Ch., 1960. Le Namurien et le Famennien de la vallée de la Berwinne aux environs du Val-Dieu. *Compte rendu 4e Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*. Heerlen 15-20 sept. 1958.
- ANCION, Ch., VAN LECKWYCK, W. & UBAGHS, G., 1943. A propos de la bordure méridionale du Synclinal de Liège. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 66, Mém. : 299-335.
- BLESS, M. & BOUCKAERT, J., etc. 1976. Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish Massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. rijks geol. Dienst. Nieuwe serie*, 27(3).
- FOURMARIER, P., 1931. Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 54 : 363-384.
- GRAULICH, J.M., 1955. La faille éifélienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le Bassin houiller de Liège. *Mém. expl. cartes géol. et Min. de Belg. Serv. géol. de Belg.*, Mém., 1.
- GRAULICH, J.M., 1961. Le Sondage de Wépion. *Mém. expl. des cartes géol. et Min. de la Belg.*, Serv. géol. de Belg., Mém., 2.
- GRAULICH, J.M., 1963. Les résultats du sondage de Soumagne. *Ann. des Mines de Belg.*, 2.
- GRAULICH, J.M., 1975. Le sondage de Bolland. *Serv. géol. de Belg.*; Prof. Paper, 9.
- GRAULICH, J.M., 1977. Le sondage de Soumagne. *Serv. géol. de Belg.*; Prof. Paper, 2.
- HUMBLET, E., 1941. Le bassin houiller de Liège. *Rev. univ. des Mines*, 12.
- KAISIN, F. sr., 1936. Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain*, 11.
- KAISIN, F. jr., 1935. Structure de la bordure sud du bassin houiller de la Basse-Sambre entre Franière et le Samson. *Mém. Inst. géol. de l'Univ. de Louvain*, 8 : 163-218.
- LEGRAND, R., 1967. Ronquières. *Mém. expl. des cartes géol. et min. de Belg. Serv. géol. de Belg. Mém.*, 6.
- MICHOT, P., 1928. La Bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et Bouffioux. *Ann. Soc. géol. de Belg. Mém.*, 51 : 1-69.
- MICHOT, P., 1932a. La tectonique de la Bande de Sambre-et-Meuse entre Dave et le Samson. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 55 : 129-144.
- MICHOT, P., 1932b. La tectonique de la Bande de Sambre-et-Meuse entre Huy et Ombret. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 55, Mém. : 1-12.
- MICHOT, P., 1944a. La Bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et la Meuse. *Ann. soc. géol. de Belg.*, 68 : 75-112.
- MICHOT, P., 1944b. Structure du Dévonien bordant au nord la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Buzet et Sart-Saint-Laurent. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 68 : 75-112.
- MICHOT, P., 1976. Le segment varisque et son antécédent calédonien. In : *Beiträge zur Kenntnis der europäischen Varisziden*. Franz Kossmat Symp. 1974. *Nova Acta Leopoldina; Abh. der Deutsch. Akad. der Naturforsch. Leopoldina. Neue Folge* 45(224) : 201-228.
- MICHOT, P., 1980. La tectonique de la Belgique. Carte tectonique de l'Europe. 2e édit. Texte déposé en 1975, à paraître.
- MORTELMANS, G., 1953. Efforts calédoniens et efforts hercyniens dans le Silurien de la vallée de l'Orneau. *Soc. belge de Géol.*, 72 : 143-164.
- SCHMIDT, Wo., 1976. Der Rest eines actinolepididen Placoderm aus der Bohrung Bolland (Emsium, Belgien). *Mem. expl. des cartes géol. et Min. de Belg.*, 14.
- UBAGHS, G., 1940. Sur l'existence du Ludlowien inférieur à Tihange. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 63 : 385-387.
- WATERLOT, G., 1945. L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases de plissements calédonien et hercynien. *Soc. géol. de France, 5e série*, 15 : 15-44.

