Mémoires pour servir à l'explication
des Cartes géologiques et minières
de la Belgique

MÉMOIRE N° 6

Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische kaart en Mijnkaart
van België

VERHANDELING Nr 6

RONQUIÈRES

DOCUMENTS GÉOLOGIQUES

PAR

R. LEGRAND
Géologue principal au Service Géologique de Belgique

MINISTÈRE DES AFFAIRES ÉCONOMIQUES
ADMINISTRATION DES MINES

Service Géologique de Belgique
13, Rue Jenner, 13
BRUXELLES 4

MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN
BESTUUR VAN HET MIJNWEZEN

Aardkundige Dienst van België
13, Jennerstraat, 13
BRUSSEL 4

Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique. Toelicht. Verhand. Geologische kaart en Mijnkaart van België.	1967	N° 6	60 p.	4 pl.

SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

MÉMOIRE N° 6

RONQUIÈRES
DOCUMENTS GÉOLOGIQUES

PAR

R. LEGRAND
Géologue principal au Service Géologique de Belgique

BRUXELLES
IMPRIMERIE HAYEZ, s. p. r. l.
Rue de Louvain, 112

1967

TABLE DES MATIÈRES

Pages

RÉSUMÉ ... 5

PRÉLIMINAIRES ... 6

CHAPITRE I. — *Données géologiques* ... 7

A. — Quaternaire ... 8

I. — Holocène ... 8

II. — Pléistocène ... 8

B. — Tertiaire. Éocène inférieur ... 9

C. — Secondaire ... 9

D. — Primaire ... 10

I. — Dévonien supérieur ... 10

a) Frasnien ... 10

1. *Fr2 :* Assise de Rhisnes ... 10
2. *Fr1 :* Assise de Bovesse ... 10

Fr1c : « Schistes » de Bovesse ... 10

Fr1b : Dolomie de Bovesse ... 10

Fr1a : « Schistes » de Bossière ... 12

b) Transgression marine — Base du Frasnien ... 13

II. — Dévonien moyen ... 15

a) Givétien ... 15

1. *Gvb :* Assise du Mazy ... 15
2. *Gva :* Assise d'Alvaux ... 19

b) Couvinien ... 22

1. *Cob :* Assise des poudingues ... 22
2. *Coa :* Assise des roches rouges ... 24
3. Justification du Couvinien ... 25

III. — Paléolatosol anté-Couvinien ... 27

IV. — Silurien : *Sl2b'* ... 29

a) Altérations ... 29

1. Rubéfaction dévonienne ... 29
2. Décoloration quaternaire ... 29

b) Sédimentologie ... 30

c) Paléontologie ... 31

CHAPITRE II. — *Tectonique* ... 32

A. — Orogenèse calédonienne ... 32

I. — Plissement ... 32

II. — Failles ... 33

RONQUIÈRES
DOCUMENTS GÉOLOGIQUES

RÉSUMÉ

L'exécution du plan incliné de Ronquières sur le canal de Charleroi à Bruxelles a nécessité de multiples études géologiques en vue de la connaissance exacte du sous-sol sous cet important ouvrage. La somme des données géologiques recueillies à cette occasion est sans commune mesure avec les connaissances antérieurement acquises en ce site déjà si particulièrement étudié de la discordance dévonienne du Bord Nord du Bassin de Namur sur le Silurien du Flanc Sud du Massif du Brabant. Le but de ce mémoire est d'assurer la conservation de ces données et d'en tirer profit pour préciser nos connaissances réelles, sans négliger les répercussions des faits nouvellement connus sur l'enseignement géologique traditionnel dont certains concepts devront être précisés ou modifiés.

La synthèse de la documentation est présentée en quatre planches annexes :

Planche 1. — Situation régionale.

En haut : plan de situation et carte géologique de la surface du Primaire.

En bas : coupe géologique régionale, réelle dans la partie superficielle, déduite en profondeur d'après les allures régionales.

Planche 2. — Coupe géologique axiale du secteur de Ronquières.

Planche 3. — Coupes détaillées de la partie Amont.

A gauche : coupes sous la Culée, les rangées de colonnes du Pont Canal et la Tête Amont.

A droite : coupe axiale et coupes extérieures sous la partie aérienne du Plan Incliné.

Planche 4. — Relevé géologique de la tranchée du Plan Incliné.

CHAPITRE PREMIER

Données géologiques.

Les formations géologiques présentes à Ronquières sont les suivantes :

A. — QUATERNAIRE :

alluvions holocènes et pléistocènes des rivières;
limons éoliens et terrains résiduaires pléistocènes.

B. — TERTIAIRE :

argile yprésienne, seule formation présente.

C. — SECONDAIRE :

non représenté.

D. — PRIMAIRE :

I. — DÉVONIEN. — Formations subtabulaires, faiblement inclinées au Sud appartenant au

a) Dévonien supérieur, constituant le sous-sol de la moitié amont des ouvrages de Ronquières, représenté par les schistes, calcaires et dolomies fossilifères du FRASNIEN;

b) Dévonien moyen, formé de couches continentales rouges schisto-gréseuses entremêlées de poudingues, avec un faisceau intermédiaire de schistes et grès gris; reposant en discordance sédimentaire sur le SILURIEN.

II. — SILURIEN. — Schistes phylladeux plissés du LUDLOW inférieur, formant le sous-sol de la moitié aval.

les verts et les gris. Ces alluvions anciennes sont nettement plus compactes que les vases holocènes. Elles se développent davantage vers le Nord. Ces alluvions sont dérivées du démantèlement des prêles quaternaires. Comme elles succèdent à la phase de creusement maximum, il convient de les attribuer à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm.

B. — TERTIAIRE. ÉOCÈNE INFÉRIEUR.

L'argile yprésienne — *Yc* de l'ancienne légende, *Y1a* actuellement — est la seule formation tertiaire présente dans l'étendue du secteur de Ronquières. Les sables fins supérieurs — *Yd*, devenu *Y1b* — ne sont conservés que plus au Sud.

L'*Y1a* est une masse homogène d'argile gris foncé à très fines linéations de sable fin. Elle n'est plus visible actuellement par suite du remaniement des talus en vue des plantations. On peut toujours la voir sous son facies habituel soit à Barouche au Sud, soit à Hennuyères au Nord, où elle est exploitée pour briqueteries.

Cette formation tabulaire a nivelé le socle paléozoïque de façon presque parfaite; sa base est située à la cote 92 dans le secteur du plan incliné tandis qu'elle dépasse la cote 93 vers le Sud. La base peut être déprimée de 1 à 2 m à l'aplomb des formations schisteuses du substratum. Cette argile est érodée partout où le Quaternaire descend sous cette cote. Dans la région comprise entre la Culée et la Tête Amont, l'Yprésien a flué en masse à l'époque Quaternaire.

La base est constituée par le cailloutis à galets de phtanites et de quartz propre à l'Yprésien (noté *Ya* par les auteurs), emballé et surmonté par un décimètre ou deux de sable gris verdâtre (noté *Yb* par les auteurs) résultant du remaniement des sables glauconifères repris au Landénien marin (*L1d*). Ce cailloutis de base affleure dans la tranchée à l'endroit où le Plan Incliné émerge (à 1 m de profondeur au joint 21; au niveau du chemin au joint 23).

Dans ce secteur, le Landénien marin a été totalement érodé par la transgression yprésienne. Il doit cependant avoir été présent car on a rencontré dans des fissures et des poches en calcaires et dolomies, des résidus du sable glauconifère vert caractéristique du *L1d*, partie supérieure du Landénien marin. De même, le cailloutis de base de l'Yprésien est particulièrement enrichi en cailloux peu roulés et plus grossiers à patine verte, typiques de la base du Landénien. La transgression yprésienne n'a fait qu'aplanir davantage la surface du socle paléozoïque en érodant de justesse le Landénien marin terminal qui avait amorcé la surface d'aplanissement.

C. — SECONDAIRE.

Aucun vestige de formation du Crétacé n'a été remarqué. Ce n'est que bien au Sud, à l'aplomb du Calcaire Carbonifère, que les cailloutis ravinants du Wealdien ont été rencontrés.

D. — PRIMAIRE.

I. — DÉVONIEN SUPÉRIEUR.

Le Calcaire Carbonifère et le Dévonien supérieur (Famennien et Frasnien supérieur) constituent le Socle Paléozoïque depuis Seneffe jusqu'à l'endroit où, au Sud de Ronquières, le canal s'engage entre des remblais.

a) FRASNIEN.

1. **L'assise de Rhisnes**, partie moyenne du Frasnien.

Fr2. — A été reconnue par quelques sondages au Sud des Hauts Remblais. La pente constatée est comprise entre 8° et 10°. On peut y distinguer une partie centrale reconnue sur 25 m, constituée de calcaires noduleux très fossilifères, farcis de Polypiers et de Brachiopodes. La partie inférieure, épaisse de 35 m, est formée de bancs ou de lentilles de calcaires noduleux fossilifères avec des lits de calcschistes se développant davantage vers le bas. Ces formations affleurent avec faible pendage vers le Sud dans les vallées de la Samme et de la Sennette. Les sondages exécutés n'apportent pas de données nouvelles.

2. **L'assise de Bovesse**, partie inférieure du Frasnien.

Fr1. — A été très particulièrement reconnue sans jamais avoir été exposée dans sa totalité. Les formations de cette assise peuvent être scindées en trois faisceaux.

Fr1c : Le faisceau supérieur comprend 40 à 45 m de schiste gris clair, très doux, renfermant des traînées de Brachiopodes (*Atrypa*, *Spirifer*, etc.) dans les 8 m inférieurs et des lits calcareux coquilliers dans les 10 m supérieurs.

Les couches inférieures ont été visibles dans la paroi méridionale de la tranchée creusée pour l'établissement de la Culée.

Malgré la tradition des géologues belges, il n'est pas permis d'appeler « schistes » ces roches du Primaire. Il s'agit d'argilites ayant à peine atteint le stade d'induration de l'Oxfordien et autres formations argileuses du Jurassique dans le Jura. Le terme « marne » utilisé par les sondeurs et géologues français consultés est également impropre car, en l'absence de coquilles, la roche ne contient pas de calcaire.

Ce défaut de compaction est troublant si on adopte les conceptions tectoniques classiques. Il est encore plus marqué à Ronquières que dans le même niveau sous Tournai, Leuze et Booischot où les schistes frasniens sont beaucoup moins compactés et lapidifiés que les schistes houillers par exemple. Cette absence d'évolution sous pression exclut l'hypothèse d'un recouvrement uniforme du Massif du Brabant par les séries carbonifères épaisses d'environ 6.000 m, jusqu'à l'orogenèse hercynienne. Il est à retenir que les argilites frasniennes de Ronquières ne peuvent avoir subi la charge que de quelques centaines de mètres de sédiments postérieurs et certainement moins d'un kilomètre.

Fr1b : Le faisceau médian est formé de dolomie à Polypiers épaisse de 40 m. L'argilite *Fr1c* envase brutalement la dolomie récifale, sans couches de transition.

— (5) Les bancs supérieurs du *Fr1b* sont constitués de dolomie rosâtre avec des masses calcaro-dolomitiques gris bleuâtre et des laminations irrégulières d'argile très noire, schistoïde. Il s'agit de couches épirécifales où les *Phacellophyllum*, *Alveolites*, *Hexagonaria* et *Thamnopora* pullulent dans des positions géométriques souvent autres que la position de vie. Ils sont accompagnés d'assez nombreux Brachiopodes dont « *Atrypa reticularis* » ainsi que *Spirifer malaisei* (dét. C. VANDERCAMMEN). Sous la Culée, ces couches ont 6 m d'épaisseur.

— (4) Viennent ensuite 4 m de buissons de « *Phacellophyllum caespitosum* » en plusieurs traînées, à interstices et cavités comblées d'argile très noire non durcie, dont les biostromes sont séparés par des bancs de dolomie argileuse ou dolschiste grisâtre. Ces couches ont été visibles dans les darses Nord-Sud creusées pour les contreforts de la Culée.

— (3) Ces couches reposent sur environ 10 m de dolomie massive, grisâtre, moins riche en Polypiers. Les fondations de la Culée n'ont dégagé que leur extrême sommet.

— (2) Les 5 m sous-jacents constituent un épisode plus argileux, allant de la dolomie argileuse au dolschiste hétérogène, floconneux à noduleux.

— (1) Enfin les 15 m inférieurs sont formés de dolomie massive, blonde, localement farcie de *Phacellophyllum*. Très souvent les buissons de *Phacellophyllum* sont dissous de façon sélective dans une dolomie devenant caverneuse, décolorée. Parfois la dissolution plus poussée a formé une dolomie caverneuse décolorée où toutes traces de Polypiers ont disparu, se débitant de façon polyédrique, s'épigénisant par de la silice.

Ainsi qu'on le voit, deux épisodes plus argileux permettent de subdiviser la dolomie du *Fr1b* en trois masses récifales, ce que M. LERICHE avait déjà relevé [1]. Mais il est incorrect de citer M. LERICHE pour affirmer qu'il y a une succession de trois dolomies massives à Ronquières, ce que d'autres ont fait. Il ne s'agit pas du tout des trois récifs *F2j*, *F2h*, et *F2d* du Bassin de Dinant. Le niveau *Fr1b* (auctorum) de Ronquières et Bovesse correspond au niveau *F2c* ou plutôt à son équivalent récifal *F2d* du Bassin de Dinant (*F2* de E. MAILLIEUX = *Fr1* p.p. auctorum) tant du point de vue paléontologique que du point de vue stratigraphique.

La base de la formation dolomitique (profils 50 à 51) présente une pente régulière d'environ 10° vers le Sud. La pente s'accentue progressivement pour atteindre et même dépasser 25° dans la partie supérieure. Cette accentuation régulière de la pente reflète une disposition sédimentaire qui ne paraît pas modifiée par des réadaptations tectoniques. La Culée de Ronquières serait ainsi établie sur le flanc méridional d'une loupe récifale dont la masse principale, située plus au Nord, aurait été éliminée par l'érosion antétertiaire. La base de cette lentille dolomitique est contournée, d'après les sondages poussées jusqu'aux environs de la cote 50 sous la dolomie et l'extrapolation des sondages plus méridionaux qui n'ont pas atteint la base. Pour que la disposition en queue de poisson s'amenuisant vers le Sud, causée par la réduction du biostrome inférieur

---

[1] M. LERICHE, Livrets-guides des excursions organisées par l'Université de Bruxelles. — Bruxelles 1912, 1er fascicule, p. 47.

Voir aussi E. ASSELBERGHS, Le Dévonien du bord Nord du Bassin de Namur. (*Mém. Inst. géol.*, Louvain, 1936, t. X.)

et surtout moyen, soit rendue apparente, il faudrait présenter les données de sondages et d'affleurement dans les trois dimensions. Dans la coupe axiale, c'est le gauchissement de la base de la formation *Fr1b* qui constitue le caractère le plus frappant.

Fr1a : Le faisceau inférieur correspond aux schistes de Bossière dont on fait actuellement la sous-assise inférieure de l'assise de Bovesse. Épais de 25 m, ce faisceau

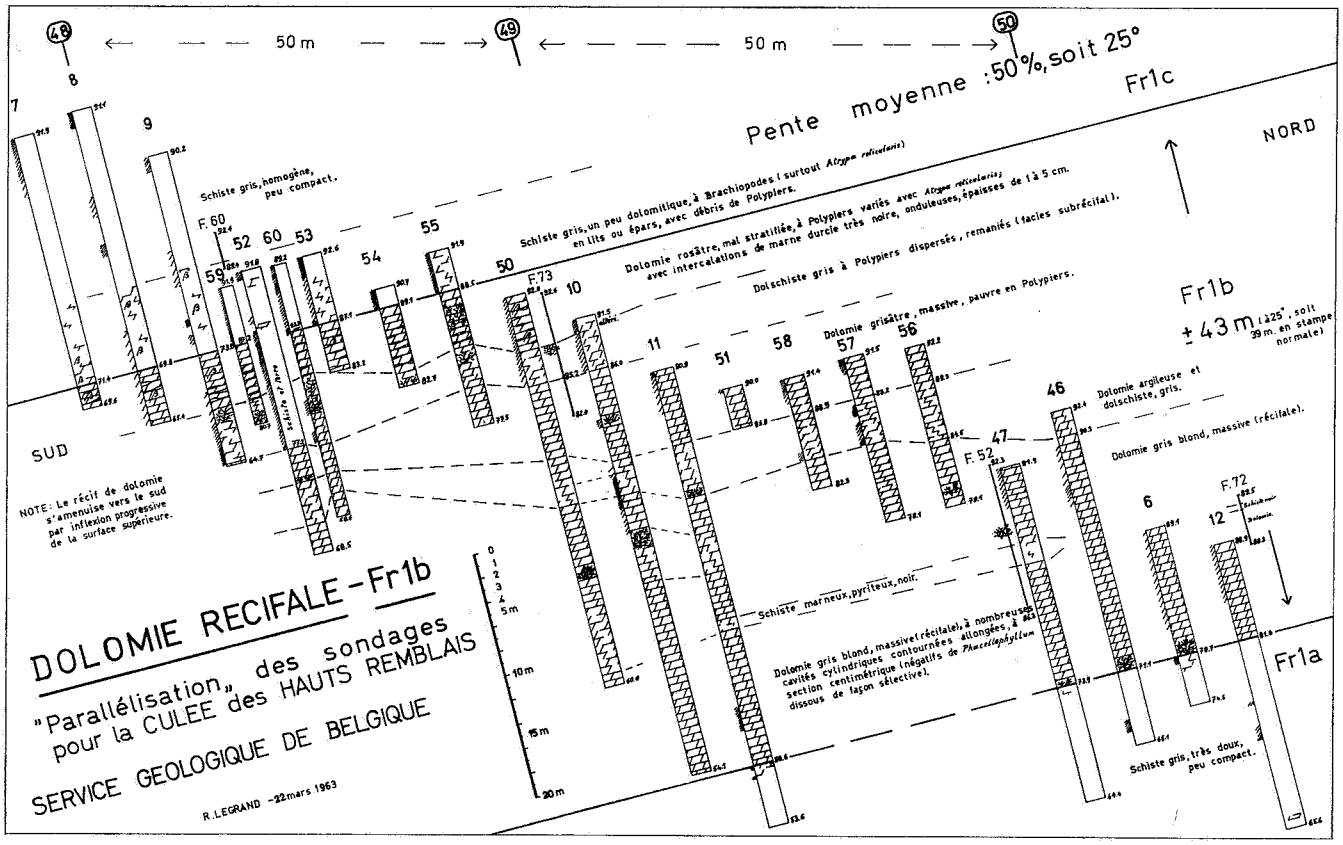


FIG. 1. — Étude de la dolomie récifale *Fr1b*.

est plus schisteux vers le haut; en fait, il s'agit encore une fois d'argilite grisâtre n'ayant pas atteint l'évolution lithologique du schiste. A partir du milieu et surtout vers le bas, la roche est lardée d'innombrables petits lits de dolomie très siliceuse et gréseuse, gris clair, épais de quelques centimètres à un décimètre, se suivant en épisodes bien réguliers tous les deux à trois décimètres. Dans les 10 m inférieurs, l'argilite est très chargée de grumeaux, flocons, linéoles, nodules flous et masses confuses de grès dolomitique. La roche devient ainsi dans l'ensemble un dolschiste gréseux. Dans les parties exposées à l'altération, la dissolution des carbonates a été importante et il y a fréquemment de la calcédoine de substitution.

Le facies de la partie inférieure du faisceau *Fr1a* et son épaisseur de 10 m sont absolument typiques de la base de la transgression marine du Frasnien; seules, ces couches correspondent réellement aux schistes de Bossière dans leur définition première

et ont leur équivalent strict dans le facies de base du Frasnien auquel est associé une faune typique dans toute la Belgique, le Sud de l'Entre-Sambre-et-Meuse excepté. Alors que dans l'esprit des anciens géologues, la dénomination de « zone des monstres » couvrait et la faune et le facies, l'acceptation restrictive actuelle du terme « zone » fait oublier à certains que le contenu paléontologique est étroitement lié à un complexe sédimentologique très particulier par son cachet de transgression rapide.

Si la nature lithologique et le type sédimentologique de la base du Frasnien de Ronquières sont conformes au facies typique, il y manque cependant deux éléments importants : il n'y a pas ces traînées d'oolites ferrugineuses (carbonatées, silicatées et oxydées) associées partout ailleurs à ce facies, et, d'autre part, la faune si typique de Spirifer « monstrueux » n'y a pas été reconnue.

b) Transgression marine. Base du Frasnien.

Au Sud du sillon Sambre-Meuse le caractère transgressif du Frasnien sur le Givétien supérieur — *Gvb* : assise de Fromelennes (définie au S-E de Givet en France par J. Gosselet) — est moins accusé que dans le bord Nord du Bassin de Namur; ce caractère transgressif est plus particulièrement tranché à Ronquières qu'à Tournai, Leuze, Mazy et autres localités de ce bord Nord où l'assise du Mazy — *Gvb* — peut encore renfermer des couches saumâtres ou même marines. A Ronquières, les couches marines de la base du *Frla* reposent sur des formations continentales dont le sommet est modifié par le développement d'un paléosol latéritique parfois enfoui tel quel sans qu'il y ait eu érosion marine. Très localement, même un paléosol d'âge Frasnien surmonte le paléolatosol d'âge Givétien.

Voici le détail de la base du Frasnien en se limitant aux seules données des sondages de 1962, repérés d'après le profil en travers le plus proche quelle qu'en soit la distance et la distance de l'axe longitudinal. Seules sont mentionnées les couches particulières apparaissant sous le dolschiste gréseux, stratoïde, subnoduleux, gris pâle, de la partie inférieure du *Frla*.

Profil 51.

Sondage 3 — contact direct sur *Gvb*-r.r. (c'est-à-dire roche rouge schisteuse).

Sondage 4 :

25 cm : dolomie gréso-argileuse grise,
20 cm : dolschiste gris, stratoïde, sur *Gvb*-r.r.

Sondage 5 — contact direct sur *Gvb*-r.r.

Sondage 13 — 10 cm : grès dolomitique graveleux, gris, sur *Gvb*-r.r.

Profil 52.

Sondage 14 — 5 cm : grès dolomitique graveleux, gris, sur *Gvb*-r.r.

Sondage 15 — 20 cm : poudingue nodaire, gris nuancé de rougeâtre, sur *Gvb*-r.r. (décolorée et verdie sur 20 cm).

Profil 53.

Sondage 16 — 75 cm : argilite grise sur *Gvb*-r.r.

Sondage 17 — 10 cm : argilite noirâtre sur *Gvb*-r.r. (décolorée et verdie sur 20 cm).

Profil 59.

Sondage 29 :

65 cm : grès dolomitique gris,
15 cm : argilite grise,
10 cm : poudingue quartzitique, gris sur *Gvb* : grès rouge et poudingue rouge.

Sondage 37 — 5 cm : dolomie gréseuse sur *Gvb*-r.r.

Sondage 43 — perte au contact sur *Gvb*-p.r. (c'est-à-dire poudingue rouge).

Profil 60.

Sondage 30 — 10 cm : poudingue dolomitique, nodaire, gris
sur *Gvb*-p.r.

Sondage 38 — 20 cm : poudingue calcaire gris clair, à galets dispersés de quartzite, sur *Gvb*-r.r. et p.r.

Profil 61.

Sondage 31 — 50 cm : grès argileux dolomitique, gris, sur *Gvb*-p.r.

Sondage 39 — contact direct
sur *Gvb*-p.r.

Profil 62.

Sondage 32 :

5 cm : grès gris,
10 cm : poudingue rosâtre
sur *Gvb*-p.r.

Sondage 40 — 10 cm : poudingue calcaire gris; graviers calcaires au sommet; galets gréseux à la base
sur *Gvb*-p.r.

Profil 63.

Sondage 71 — 10 cm : quartzite gris-bleu, à base engrenée
sur *Gvb*-p.r.

Sondage 75 — 100 cm : grès gris, à lanières et axes végétaux à plat (80 cm) sur perforations radiculaires (20 cm). PALÉOSOL
sur *Gvb*-p.r.

Profil 64.

Sondage 72 — contact direct
sur *Gvb*-p.r.

Sondage 76 — 2 cm : grès gris à axes végétaux à plat
sur *Gvb*-p.r.

Profil 65.

Sondage 73 :

30 cm : grès gris à traces végétales en stratification,
10 cm : schiste gréseux noir
sur *Gvb*-p.r.

Sondage 77 :

30 cm : grès gris à axes végétaux à plat,
30 cm : schiste gréseux à axes végétaux à plat
sur *Gvb*-p.r.

Profil 66.

Sondage 74 — 25 cm : grès gris à axes végétaux à plat
sur *Gvb*-p.r.

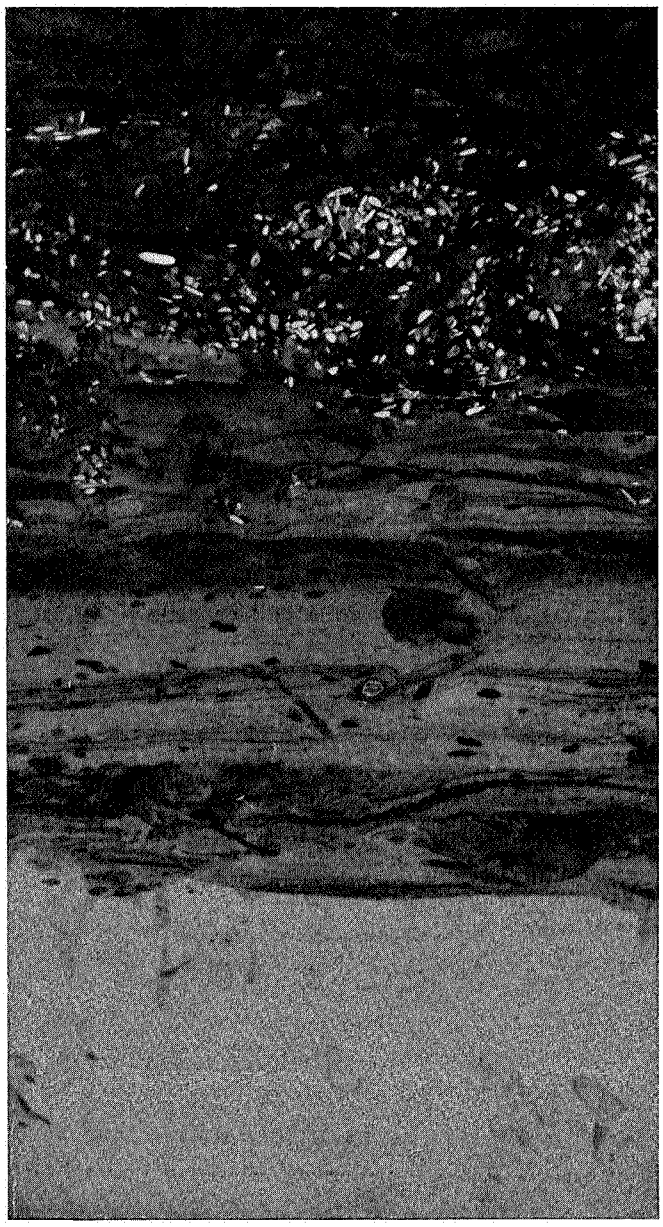
Sondage 78 :

200 cm : grès argileux hétérogène à Brachiopodes épars,
50 cm : grès gris à traces végétales en stratification
sur *Gvb*-p.r.

Le caractère versatile de la base du Frasnien se déduit immédiatement de ces descriptions détaillées. Au Sud de la Tête Amont, le dolschiste inférieur du *Fr1a* peut reposer directement sur les roches rouges givétiennes. Il peut y avoir des intercalations de un à quelques décimètres soit de poudingue, soit de grès carbonaté, soit d'argilite grise ou noire, sans qu'aucune loi apparente puisse être dégagée. Le caractère dominant est cependant l'absence de couches particulières à la base.

Au Nord de la Tête Amont, l'absence de telles couches est exceptionnelle. On y rencontre de 10 cm à 1 m de sédiments plus grossiers dont la nature diffère de part et d'autre du profil 63. Au Sud de ce profil, la base est constituée soit par un poudingue gris, à ciment carbonaté et à galets de calcaire prépondérants, épais d'environ 1 dm, soit par 50 cm de grès dolomitique gris qui, si le poudingue est présent, lui est superposé. Au Nord du profil 63, la base est formée en général par 50 cm de grès gris à joints couverts de lanières végétales noires provenant soit de végétaux flottés, soit de restes implantés en rhizomes minces (voir fig. 2). Très localement on peut rencontrer sous ce grès soit du schiste, soit le même grès à traces radiculaires implantées constituant un ancien sol de végétation (sondage 75/1962).

Ce sol de végétation surmonté de lits à débris végétaux situés sous le gravier de transgression marine (à Crinoïdes, Ostracodes et autres fossiles à l'état de gravillons roulés, parfois rosés) dans la même pâte grise gréso-dolomitique, a été reconnu un peu plus à l'Ouest sous le tracé étudié en 1957.



dolschiste

gravier de base
de la transgression

terrier

MARIN

CONTINENTAL

végétaux couchés

rhizomes
(voir fig. 5)

végétaux couchés

perforations
radiculaires
dans le grès

FIG. 2. — Carotte dans le paléosol à la base du Frasnien.
(Forage 5/1957, n° 551, pl. 128 E.)

Sur le sédiment gréseux bioturbé par des perforations radiculaires, il y a des restes végétaux couchés en stratification. Les graviers blancs du sommet constituent la base des sédiments marins.

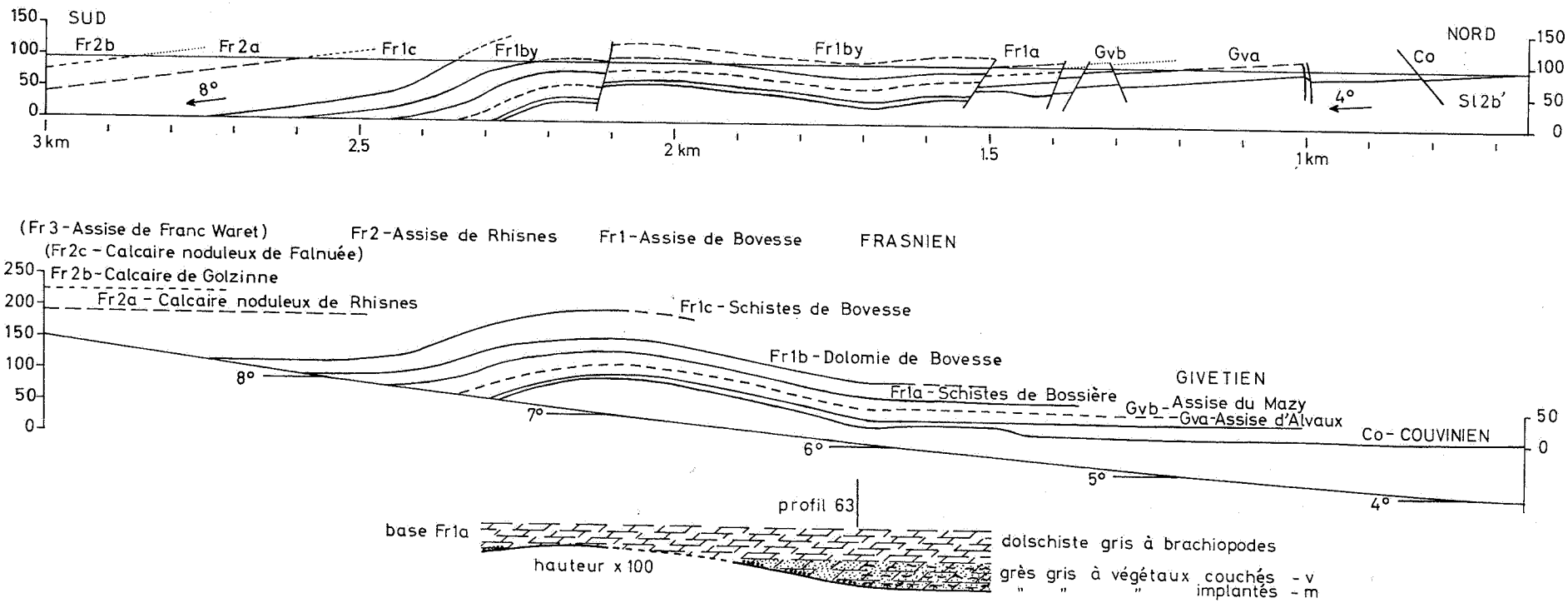


FIG. 3. — Étude détaillée des couches de la base du Frasnien.

En haut : disposition actuelle des couches.

Au milieu : reconstitution de l'allure des couches, en annulant le rejet des failles, en corrigeant la courbure épéirogénique, sans modifier le plissement.

En bas : coupe schématique de l'extrême base du Frasnien (la très forte exagération des hauteurs fait buter les grès dolomitiques et poudingues contre les grès à végétaux alors qu'il s'agit en fait d'un micro-relief de bord de mare).

Il a pu être identifié dans la berge de la Sennette à l'Est de la halte d'Henripont, à 20 m au Nord du pont. Enfin, à Horrues, ce niveau à végétaux a été examiné par F. STOCKMANS.

La transgression marine s'est donc effectuée par envasement calme soit d'un estuaire large, soit d'un paysage côtier assez plat où ont pu se former des étangs à l'abri de cordons littoraux, permettant le développement d'une flore marécageuse. Ce type de formation est conservé au Nord du profil 63. Plus au Sud, ces dépôts ont été érodés et remplacés soit par des vases, soit par des sables, soit par des graviers, le tout en très faible épaisseur. A l'extrémité Sud, ces couches de remplacement ont à leur tour été balayées et des formations franchement marines reposent directement sur le Givétien (avec *Camarotoechia*, *Atrypa*, *Orthidés*, *Spiriféracés*). C'est à ce dernier niveau qu'il faudrait trouver la faune de la « zone des Monstres » non reconnue à Ronquières.

Ces couches n'affleurent pas dans les travaux de Ronquières. Elles ont été traversées par de nombreux sondages et puits de fondation entre les profils 51 et 54 où elles butent par faille contre les roches rouges du *Gvb*, ainsi que dans le synclinal très ouvert qu'elles décrivent entre les profils 59 et 67 où elles butent de nouveau par faille contre le *Gvb*. Elles ne sont dorénavant plus visibles dans le site du canal.

La disposition tectonique actuelle n'est que l'accentuation de la situation paléogéographique. En effet, l'absence de couches de transition coïncide avec la disposition anticlinale sous la Tête Amont annoncée par un haut fond de très faible voussure dans la mer frasnienne. D'autre part, si on bascule l'ensemble de la coupe de 6° pour enfoncer le Nord en relevant le Sud, en vue de corriger l'inclinaison d'ensemble postérieure au dépôt, on constate que les couches continentales avec paléosol à végétaux sont localisées au fond de la dépression déplacée au Nord du profil 63.

L'étude détaillée des variations de la base du Frasnien prouve donc l'existence d'un haut fond au Sud et d'une dépression au Nord au moment du dépôt. La dénivellation totale dépassait le mètre sans atteindre l'ampleur de la déformation actuelle.

II. — DÉVONIEN MOYEN.

a) GIVÉTIEN.

1. *Gvb* : **Assise du Mazy.**

Les roches rouges de cette assise ont été reconnues par de très nombreux sondages, fouilles et puits à grande section. Elles ont été profondément excavées sous la Tête Amont. Elles affleurent dans la tranchée du plan incliné depuis la faille du profil 67 jusqu'à leur disparition au profil 70, soit sur 150 m. L'ensemble des observations effectuées s'étend sur près de 1 km.

1° Il y a lieu de traiter à part le secteur situé au Sud de la faille du profil 54, s'étendant sur 150 m jusqu'au profil 51. La stampe moyenne est la suivante, de haut en bas :

9 m : roche rouge, passant insensiblement vers le bas à
1 m : grès rouge, assez grossier vers le bas;
1 m : poudingue rouge;
2 m : roche rouge;

0,50 m : poudingue rouge;
3,50 m : roche rouge;
2 m : grès rouge.

Au total 19 m.

Le terme « roche rouge » désigne un sédiment très particulier et non une couleur de roche. Les roches rouges proviennent de sédiments essentiellement silteux, le plus souvent non stratifiés, renfermant de 10 à 20 % d'hématite pigmentaire uniformément répartie, et comportant en proportion variable mais accessoire de l'argile et du sable. Les grès rouges, de granulométrie variable, sont stratifiés en couches étendues mais à microstratifications obliques. Les poudingues rouges sont à ciment de roche rouge ou de grès rouge, leurs galets sont presque toujours intensément rubéfiés et des noyaux d'hématite ocreuse, rouge vif, se rencontrent sporadiquement. Les galets proviennent, semble-t-il, du socle Cambro-Silurien avec une prépondérance notable des quartzites devilliens. Ils sont en moyenne de taille nodaire.

Les variations de stampe sont peu importantes et la sédimentation a été très régulière. La puissance du terme supérieur peut être réduite à 5 m (au Sud-Ouest). Compte tenu du caractère fréquemment éolien de ce dépôt, il y a lieu de croire que la transgression marine du Frasnien a enfoui un relief dunal imparfaitement nivelé. Le poudingue inférieur se trouve à des hauteurs variant de 1 à 2 m dans la stampe et peut également manquer.

2° Du profil 54 au profil 61, la moitié supérieure de la stampe a été érodée au Quaternaire aux environs de la Tête Amont; plus au Nord, la stampe est conservée sous la base du Frasnien. Son épaisseur est de 16 m au Nord et paraît du même ordre sous la Tête Amont. On y distingue de haut en bas :

2 m : poudingue rouge (oscillant entre 1 et 3 m), pouvant présenter des intercalations de grès rouge, avec généralement un banc de grès à la base;

3 m : roche rouge (quelques écarts d'épaisseur allant de 2 à 6 m);

2 m : grès rouge (pouvant être absent et remplacé par le terme supérieur);

2 m : poudingue rouge, nodaire à pugilaire; le plus souvent en deux masses distinctes séparées par du grès grossier rouge, pouvant très localement être gris et bourré alors d'axes végétaux houillifiés ou en carbone et pyrite. En général le poudingue supérieur à plus de 1 m et l'inférieur moins de 0,5 m. L'épaisseur globale est d'environ 3 m sous la Tête Amont;

6 m : roche rouge homogène, pouvant présenter localement de petites lentilles gréseuses sans niveau précis (petits creux remplis de sable de drift). Très localement vers le profil 55, on peut trouver dans le tiers supérieur quelques restes végétaux et un paléosol à implantations radiculaires verdies;

1 m : grès rouge (souvent absent et d'épaisseur très variable entre 0 et 2,5 m). Les deux derniers termes peuvent se présenter en complexe de roche rouge farcie de niveaux sableux ou très gréseuse dans la masse, d'environ 7 m, pouvant varier de 6 à 8,50 m (entre les profils 59 et 60).

Au total 16 m.

3° Du profil 61 au profil 65, les détails de la stampe sont assez variables bien que son épaisseur totale soit constante. Il convient de distinguer un complexe supérieur épais de 9 m entre les profils 61 et 63 et de 8 m entre les profils 63 et 65.

61-63	63-65
3 m : poudingue rouge avec grès rouge;	1 m : poudingue rouge;
3 m : roche rouge homogène;	4 m : roche rouge (de 1 à 5 m);
3 m : poudingue rouge en deux masses séparées par 0,5 m de roche rouge; remplacé partiellement par des grès grossiers rouges.	3 m : deux masses de poudingue rouge surmonté de grès rouge, séparées par 1 m de roche rouge.

Le poudingue médian peut envahir la stampe vers le haut sous forme de traînées de galets et de lentilles de grès graveleux en réduisant à 1 m la stampe des roches rouges.

Le complexe inférieur est constitué essentiellement de roche rouge, avec parfois du grès rouge à la base et souvent un niveau de grès et schiste gris analogues à ceux de la formation sous-jacente.

61-63	63-65
7,5 m : roche rouge;	7 m : roche rouge;
0,5 m : grès gris;	1 m : schiste gréseux gris;
1 m : roche rouge.	2 m : grès rouge.
Au total 18 m.	Au total 18 m.

4° Du profil 65 au profil 70, la stampe n'est complète qu'en amont du profil 67; plus au Nord, la tranchée n'expose que la partie inférieure. La succession est la suivante, du haut vers le bas :

0 m : poudingue de « régression » (en fait reg fossilisé);
3,50 m : roche rouge (de 3 à 4 m);
1,75 m : poudingue rouge;
2 m : roche rouge;
1,25 m : poudingue rouge;
4 m : roche rouge;
1,50 m : grès rouge.

Au total 14 m.

L'ensemble des deux termes inférieurs varie de 3 à 7 m.

Le poudingue inférieur présente souvent des intercalations de grès rouge et peut s'amenuiser jusqu'à disparaître.

Le poudingue terminal, inclus dans la dernière couche de roche rouge ou la terminant, atteint rarement 10 cm d'épaisseur et constitue plus souvent, vu en coupe, un alignement superficiel de galets. Ces galets sont empruntés en majorité au poudingue épais situé plus au Sud. Ils sont mêlés d'hématite concrétionnée et de quartz subanguleux blanc laiteux, dérivés l'un et l'autre du démantèlement d'une cuirasse latéritique. Sous le reg conservé, la sédimentation est oblitérée par un latosol. La roche rouge modifiée a pris une texture maillée en fausses pisolites ou plutôt nodolites.

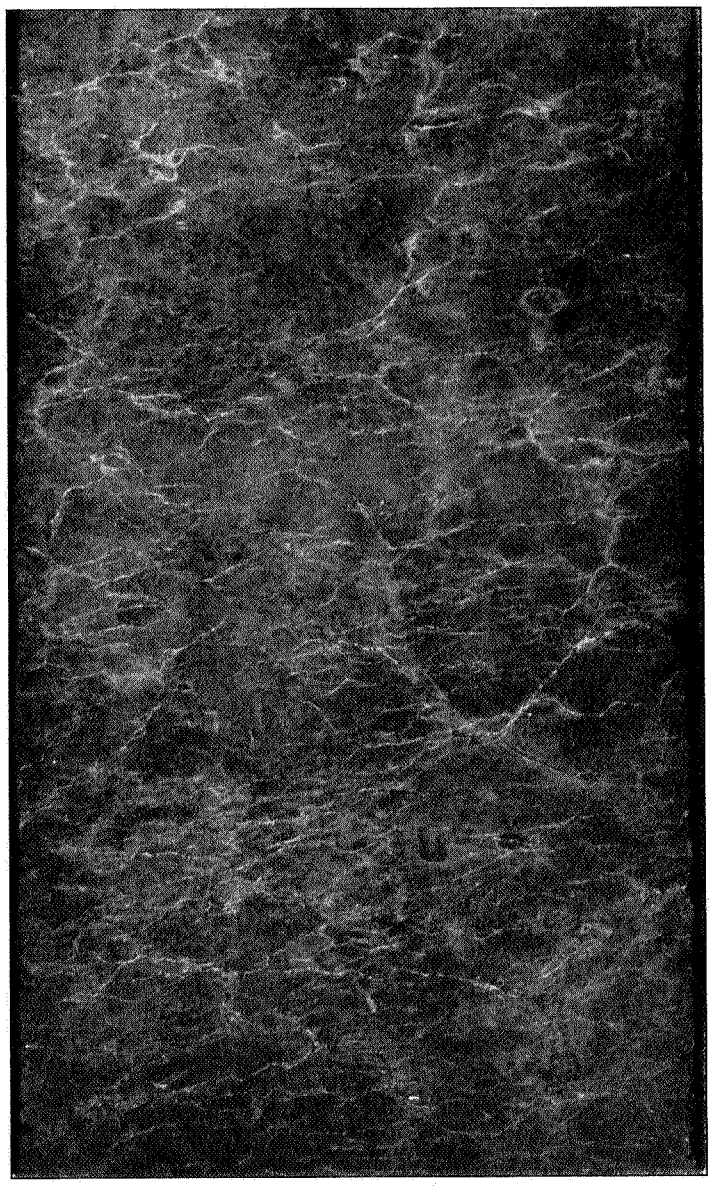


FIG. 4. — Carotte du forage 6/1957, n° 552, pl. 128 E.

Latosol au sommet du *Gvb*.
Roche rouge sombre, où le concrétionnement oblitère toute stratification.

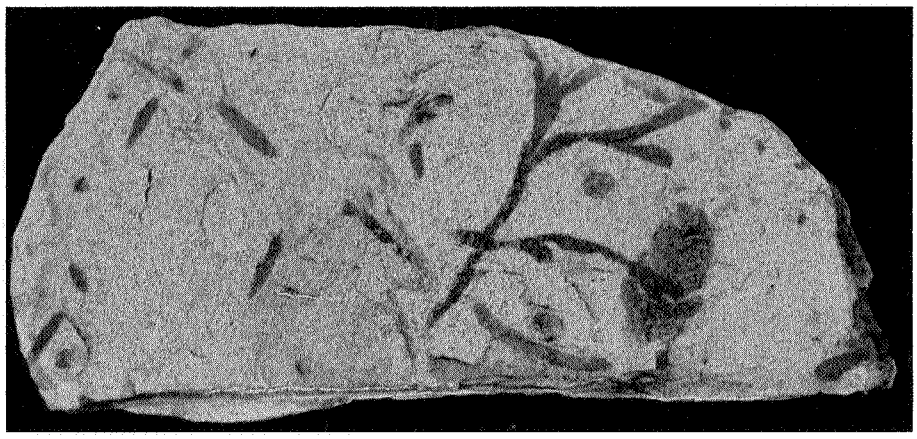


FIG. 5. — Macigno avec restes végétaux et perforations radiculaires.
Tranchée du plan incliné, paroi occidentale (*Gva* supérieur).

5° De l'ensemble des observations, on constate que la variabilité de ces dépôts continentaux, si évidente d'un point à l'autre, ne joue que dans des limites assez étroites.

En comparant les diverses stampes entre elles, on constate une surépaisseur des grès de base, pouvant même renfermer des intercalations de grès et schiste gris, bourrés d'axes végétaux charbonneux, au Nord du profil 60. Cela résulte du comblement d'un creux profond de 1 à 4 m par des sédiments éoliens rouges mélangés à des produits de remaniement empruntés à la formation précédente. Il pourrait même y avoir eu l'une ou l'autre reprise de la sédimentation antérieure de sable et vase grise bourrés de végétaux enfouis sous une couverture permanente d'eau.

Toute la stampe ultérieure est constituée de roches rouges, marquées par la floculation du fer ferrique, causée par un climat chaud où l'évaporation superficielle l'emportait nettement sur le lessivage dû à l'infiltration des pluies. Bien que tous les dépôts proviennent du ruissellement, il y a eu de nombreux remaniements éoliens, causant des microreliefs dans la plaine d'étalement en voie de comblement. Il y a pu avoir des dunes de silts rouges.

Vers le milieu de la stampe du *Gvb*, il y a deux niveaux de poudingues souvent bien distincts. Ces formations pourraient provenir de la divagation de bras d'oued dans la plaine d'étalement; vu leur étendue, il vaudrait mieux sans doute proposer l'hypothèse d'un surcroît de pluviosité ayant amené à deux reprises des débits torrentiels jusque sur la plaine d'étalement.

Le sommet de la stampe est constitué tout au Sud par une dune de limon rouge, au centre par un dernier dépôt torrentiel caillouteux et au Nord par un relief aplani, situé quelques mètres en contrebas ainsi que cela ressort de la parallélisation des stampes. Ce relief aplani, jonché de cailloux résiduaires, devait constituer un reg au Nord et à l'Ouest, en tenant compte des sondages effectués plus à l'Ouest et des affleurements. C'est sur ce reg, d'érosion régressive, qui termine le *Gvb*, que s'est développée la cuvette marécageuse envahie de végétation qui a précédé l'envahissement de la mer au *Fr1a*. Durant le dépôt du *Gvb*, il n'y avait pas de végétation sur la plaine d'étalement.

La stampe du *Gvb* n'implique aucune déformation marquante durant son dépôt. Le creux préexistant dans la partie septentrionale au début du *Gvb* a été comblé et ce n'est qu'après le poudingue terminal qu'un fond de relief s'est à nouveau établi au Nord.

Les roches silteuses sont à peine plus indurées que celles du Trias de Campine. Leur débitage est grossièrement écailleux, sans la moindre schistosité. La lapidification des grès et des poudingues est en général plus accentuée, par l'action d'une simple diagenèse. De rares lentilles plus quartzitiques pourraient avoir subi une silicification précoce; la teinte rouge vire à l'ocre, au jaune ou au blond par déferrisation, ou au violet foncé s'il y a eu ferruginisation concomitante.

2. *Gva* : **Assise d'Alvaux.**

Les roches de cette assise ont été reconnues depuis la faille du profil 54 jusqu'à leur disparition à l'affleurement au profil 74, soit sur une longueur de près de 1 km. Elles affleurent dans la tranchée du plan incliné entre les profils 68 et 74, soit sur près de 300 m.

1° Du profil 54 au profil 59, la succession des différents dépôts est très régulière, mais l'épaisseur de chacun est des plus variables. La base est formée par un grès gris dont l'épaisseur la plus fréquente est de 2 m, variant de 1 à 5 m. Du profil 56 au profil 58, on rencontre un petit poudingue gris à la base. Du profil 55 au profil 57, ce grès de base renferme des axes végétaux charbonneux couchés.

La partie moyenne est constituée par un schiste argiliteux, gris assez clair, dont l'épaisseur comprise entre 9 et 14 m, est le plus souvent de 12 m. La partie inférieure présente de nombreuses linéoles gréseuses sur environ 3 m d'épaisseur, variant de 2 à 4 m. Du profil 55 au profil 57, on rencontre des débris végétaux dans la partie supérieure. Du profil 57 au profil 59, le sommet a constitué un sol de végétation, avec traces radiculaires noires, pouvant être conservé sur plus de 2 m. Au profil 56, un accident presque perpendiculaire au tracé réduit l'épaisseur de ce schiste à 5 m. Ce schiste dépasse à peine l'évolution d'une argilite; il s'altère très rapidement en s'exfoliant en paillettes onduleuses décolorées, vite réduites en argile bleuâtre.

Le sommet est formé par 3 m, variant de 1 à 5 m, de grès gris souvent bourré d'axes végétaux. Ce grès renferme un banc décimétrique de poudingue gris dont les cailloux, en petites dragées bien roulées, sont constitués d'éléments gris prédominants, accompagnés de quelques éléments blancs et de rares éléments rosâtres. Ce banc de poudingue se rencontre soit à la base, soit au milieu, soit presque au sommet, toujours pareil à lui-même, le banc pouvant être suivi en continuité. La sédimentation du grès encaissant paraît avoir été bien plus irrégulière. Les amas de tiges charbonneuses peuvent se rencontrer n'importe où et parfois dans toute la masse gréseuse. Localement, les 2 m supérieurs de ce niveau sont constitués de schiste gréseux bioturbé par des pénétrations radiculaires noires, avec floculations contournées noires dérivées de la migration d'acides humiques. Ce sol de végétation ou du grès se rencontrent indifféremment entre les profils 56 et 59, sans qu'il soit permis de préciser si la végétation s'est implantée dans de petits creux entre crêtes sableuses ou si plutôt le paléosol a été érodé par de petits chenaux à colmatage sableux, ce qui paraît plus vraisemblable en tenant compte d'une hauteur de ravinement de 2 m ou plus. Ce sol de végétation surmonte le petit poudingue; il semble suivre la fin de l'étalement en masse des sables sur lesquels il repose, tandis que le poudingue tantôt s'est déposé sur des sables, tantôt a été enfoui sous des sables alors que la végétation s'implantait au voisinage.

L'épaisseur totale de la stampe oscille entre 14 et 19 m, étant le plus fréquemment 15 m, puis 19 m, ensuite 17 m. C'est cette dernière épaisseur qui doit être retenue comme moyenne.

La variabilité des épaisseurs des niveaux gréseux est de l'ordre des fluctuations normales constatées en sédimentation fluviatile. L'irrégularité si marquée des sédiments argileux, ne peut provenir ni du mode de dépôt ni du tassement postérieur. Les déformations internes de ce niveau doivent résulter d'un glissement en masse des sédiments supérieurs vers l'aval du dépôt, le décollement s'étant fait dans les boues qui constituent la partie médiane du *Gva*. Ce décollement pourrait s'être effectué durant la fin du *Gva*, avant le dépôt du *Gvb*.

Si la fin du *Gva* représente une phase de ruissellement en terrain exondé où les chenaux entamant un sol avec végétation ont été comblés par du sable mêlé d'axes végétaux, le milieu de la stampe représente un dépôt lacustre resté en permanence sous eau; toutefois à la fin du comblement, un sol de végétation s'était déjà développé,

ce qui prouve que la hauteur d'eau était devenue très faible ou nulle. Le niveau inférieur, formé à partir de sable localement mêlé d'axes végétaux, semble également correspondre à une phase de ruissellement.

2° Du profil 59 au profil 67, cette formation est recouverte par une quarantaine de mètres de roches rouges *Gva* et de dolschistes *Fr1a*; aussi les sondages n'ont-ils reconnu que la partie supérieure du *Gvb*. Au profil 59, la stampe est reconnue complètement. Il y a 2 m de grès inférieur, 10 m de schiste gris dont les 4 m inférieurs sont gréseux et 4 m d'un complexe supérieur, soit 16 m au total.

Du profil 59 au profil 67, ce complexe supérieur a le plus souvent 4 m, variant de 1 à 8 m. On peut y rencontrer 1 m de grès surmonté ou non de 4 m de paléosol schisteux; on peut y trouver 3 à 5 m de grès bourré d'axes végétaux renfermant le banc décimétrique de poudingue gris vers le tiers supérieur; enfin il y a le plus souvent des macignos gris pouvant présenter des bancs décimétriques (de 1 à 4) de roches carbonatées tantôt détritiques à granulométrie de sable fin à grossier, tantôt de précipitation chimique à rubans incolores, grisâtres, verdâtres, ou rosâtres, de sidérose, dolomite et calcite. Ces évaporites carbonatées et les carbonates détritiques ont donc comme équivalents latéraux tout proches, des grès fluviatiles à axes végétaux et même un sol de végétation sur boue argileuse. Les roches carbonatées constituent le colmatage d'un relief fluviatile dont les dépressions ont été comblées par les carbonates allochtones, apportés vraisemblablement par l'envahissement momentané de la mer. L'ultime colmatage (0 à 4 m) s'est effectué par des grès à végétaux, puis par quelques décimètres de schiste gris bourré de radicelles implantées. Ce paléosol final indique la reprise de la végétation marécageuse à l'abri des invasions de la mer.

3° Du profil 67 au profil 71, il y a 3 m de grès gris à la base, surmonté de 9 m de schiste argiliteux gris clair à petits bancs de grès dans les 3 m inférieurs puis de 3 m de complexe gris carbonaté. Ce complexe supérieur enserre des macignos entre deux niveaux de grès et schiste gris bourrés d'axes végétaux et est couronné par un sol à traces radiculaires noires implantées.

Les macignos renferment en général 40 % et exceptionnellement 60 % de dolomite et sidérose (à l'exclusion de calcite et ankérite d'après les diffractométries X). Ils deviennent poreux à l'affleurement [1] et s'altèrent finalement en grès limonitique poreux, brun très foncé bariolé d'ocre jaune vif et orangé. Dans la paroi occidentale, le macigno terminal, à cassure esquilleuse parallélipipédique, est bourré de restes végétaux et traversé d'organes végétaux en forme de racines ou de rhizomes (fig. 5). Un autre banc de macigno, situé de 0,4 à 0,6 m plus bas, à texture grumeleuse et s'altérant en masses arrondies gris-brun foncé, vite friables, renferme des graviers d'organismes marins : algues, crinoïdes, bryozoaires, ainsi que des débris de brachiopodes dont les parties les plus légères de la coquille ont été sélectionnées (pas de crochet ni d'area). La proximité de la mer est certaine, mais les débris peuvent s'être déposés en milieu continental soit par un apport de tempête, de marée ou par la simple action du vent. Il ne s'agit certainement pas d'un dépôt de plate-forme marine, mais sans doute de panne ou d'estuaire.

---

[1] Les eaux souterraines devenues incrustantes ont causé, au niveau du Plan Incliné, un colmatage par du calcin très récent qui n'existe pas dans les échantillons prélevés avant les travaux.

4° Du profil 71 au profil 74, au Nord de la petite faille à pente Nord, on ne voit plus que 2 m de grès inférieur avec végétaux à la base assez localement, surmonté de 1,5 m de schiste gris à petits bancs gréseux, et ensuite par 2,5 m de complexe supérieur. Ce complexe se subdivise schématiquement en 1 m de grès à bancs macignoteux bourré d'axes végétaux au sommet, surmonté de 1,5 m de grès gris. La stampe totale, réduite à 6 m, est amputée de toute la masse schisteuse de la partie médiane et de la base du complexe supérieur. Ceci confirme l'hypothèse d'un glissement de terrain en masse vers l'aval survenu avant la fin du *Gva*. Ce glissement en masse avec extrusion partielle de la stampe argileuse médiane est la seule explication vraisemblable justifiant l'absence des couches schisteuses au profil 56 et au Nord du profil 72, ainsi que toutes les anomalies d'épaisseur relevées dans les terrassements et les sondages. Dans l'étendue de la région étudiée, l'épaisseur du niveau argileux n'est valable qu'à l'endroit où elle est mesurée et cette valeur s'écarte régulièrement de la moyenne obtenue par interpolation des données proches. Ce glissement en masse se réalisant à peu près à l'horizontale au sein des boues argileuses non encore compactées pourrait s'être poursuivi durant le dépôt du *Gvb* expliquant ainsi le plus grand développement vertical des poudingues moyens et supérieurs là où le niveau médian du *Gva* est davantage réduit. (Si la compaction avait joué seule, les poudingues *Gvb* devraient être plus développés là où le schiste *Gva* est le plus épais, ce qui est contraire aux faits observés.)

La disparition de la stampe du *Gva* dans le confluent Samme-Sennette a amené les auteurs à grouper les roches rouges du Mazy et les roches rouges du niveau sous-jacent en une seule entité. Ce n'est qu'en 1957, et plus spécialement en 1960, que les forages exécutés à Ronquières ont révélé la présence de l'assise *Gva*, mais sous un facies continental ne rappelant en rien les calcaires foncés marins d'Alvaux.

b) Couvinien.

1. **Complexe de poudingues :** *Cob.*

Les grès gris de la base du Givétien — *Gva* — reposent en contact souvent tranché sur un complexe de poudingues à teinte lie-de-vin largement prédominante.

1° Du profil 57 au profil 68, ce complexe de poudingues a une épaisseur comprise entre 3 et 10 m, l'épaisseur la plus fréquente étant 8 m, puis 7 m.

a) Il faut traiter à part le sondage 18, au profil 54 coté Ouest. L'épaisseur des poudingues atteint 16 m, ce qu'il faut sans doute attribuer au voisinage immédiat de la faille du profil 54. Les poudingues, épais de 13 m, sont entrelardés de 3 m d'autres roches : 0,5 m de roche rouge, 1 m de schiste vert et 1,5 m de grès gris à végétaux charbonneux jetés pêle-mêle en travers.

b) Du profil 54 au profil 56, les huit sondages ayant traversé le complexe de poudingue, ont chacun leur coupe propre, où les poudingues constituent la très grosse part de la stampe (sauf au sondage 22, profil 56, où le grès gris, graveleux, bourré de végétaux, dépasse la moitié).

Il n'y a pas moyen d'en établir une stampe moyenne. En observant l'ordre de superposition des différentes couches, on peut cependant proposer un schéma de sédimentation :

8. Roche rouge silteuse	0,66 m	1,00 m	couches rouges
7. Grès rouge	0,33 m		
6. Poudingue rouge violacé	1,00 m	1,00 m	2,00 m
5. Grès argileux gris-vert	0,20 m	1,00 m	couches grises
4. Grès graveleux gris, à gros axes végétaux	0,80 m		
3. Poudingue gris	1,00 m	1,25 m	2,25 m
2. Grès graveleux, gris, à gros axes végétaux	0,25 m		
1. Poudingue multicolore, à ciment rouge		2,75 m	2,75 m rouge
		Moyenne.	7,00 m

Les couches 8, 7 et 6 couronnent la moitié des sondages. L'autre moitié se termine par les couches grises. Les couches grises sont présentes dans tous les forages; les termes 4 et 3 sont presque partout présents tandis que 5 et 2 sont exceptionnels. La couche 1 ne se rencontre pas dans la moitié des sondages, mais offre de 4 à 6 m d'épaisseur lorsqu'elle est présente. A part le sondage 20 (profil 55, au centre), qui comprend les termes 8, 7, 6, 4, 3 et 2, tous les autres sondages ne présentent que la moitié des termes ou moins.

c) Du profil 56 au profil 58, cinq sondages ont reconnu le *Cob*. Aucune comparaison n'est possible entre leurs coupes. Cependant en schématisant la succession sédimentaire on obtient :

3. Roche rouge	0,75
2. Poudingue rouge	5,50
1. Poudingue gris	1,75
Moyenne	8,00 m

La couche 3 est assez régulière; au sondage 34 (profil 57 coté Est) elle repose par un sol de végétation en place sur 1 m de grès gris. Le terme 2 est un complexe de poudingues pouvant renfermer au centre 1 m de roche rouge sur 1 m de grès gris à axes végétaux. Le terme 1 peut présenter à la base une couche de grès vert plus ou moins argileux; ce terme 1 est absent dans deux forages sur cinq. Au total, les stampes sont constituées de poudingues pour les trois quarts; l'autre quart est formé de roche rouge, de grès gris et de grès vert. La stampe moyenne est de 8 m.

d) Du profil 58 au profil 60, par suite de la profondeur où ils sont enfouis, les poudingues n'ont été traversés que par trois sondages. Il y a au sommet 1 m de roche rouge sur 1 m de grès gris à végétaux accumulés. Le complexe de poudingue sous-jacent, épais de 7 m, est rouge sur 6 m et gris sur 1 m à la base. Cette base est constituée par un banc de poudingue gris surmonté de grès gris. Le poudingue

rouge est partagé en deux masses par 0,5 m de roche rouge au Nord du profil 59, par 0,5 m de schiste vert sur 1 m de grès gris à végétaux accumulés au Sud de ce profil. La stampe moyenne est de 9 m.

e) Enfin, au profil 67, on observe 1 m de grès rouge sur 4 m de poudingue rouge reposant sur 0,6 m de grès rosâtre; la base est constituée par 1 m de schiste gris à strates gréseuses sur 0,4 m de poudingue rouge. Cette stampe a 7 m. Pour mémoire, le sondage exécuté sur l'axe à ce profil est situé dans le compartiment situé au Nord de la faille.

2. **Roches rouges :** *Coa.*

2° Du profil 68 au profil 84, le complexe de poudingues *Cob* repose sur une stampe régulière de roches rouges *Coa.*

a) Au profil 69, sur l'axe, le sondage 63 donne la coupe suivante : 3 m de poudingue rouge sur 1 m de grès graveleux décoloré gris pâle sur 2,4 m de poudingue décoloré sur 1 m de grès graveleux verdâtre sur 1 m de roche rouge sur 1,6 m de grès verdâtre sur 1 m de poudingue gris au sommet et rose à la base. Le complexe de poudingues *Cob* atteint ici 10 m.

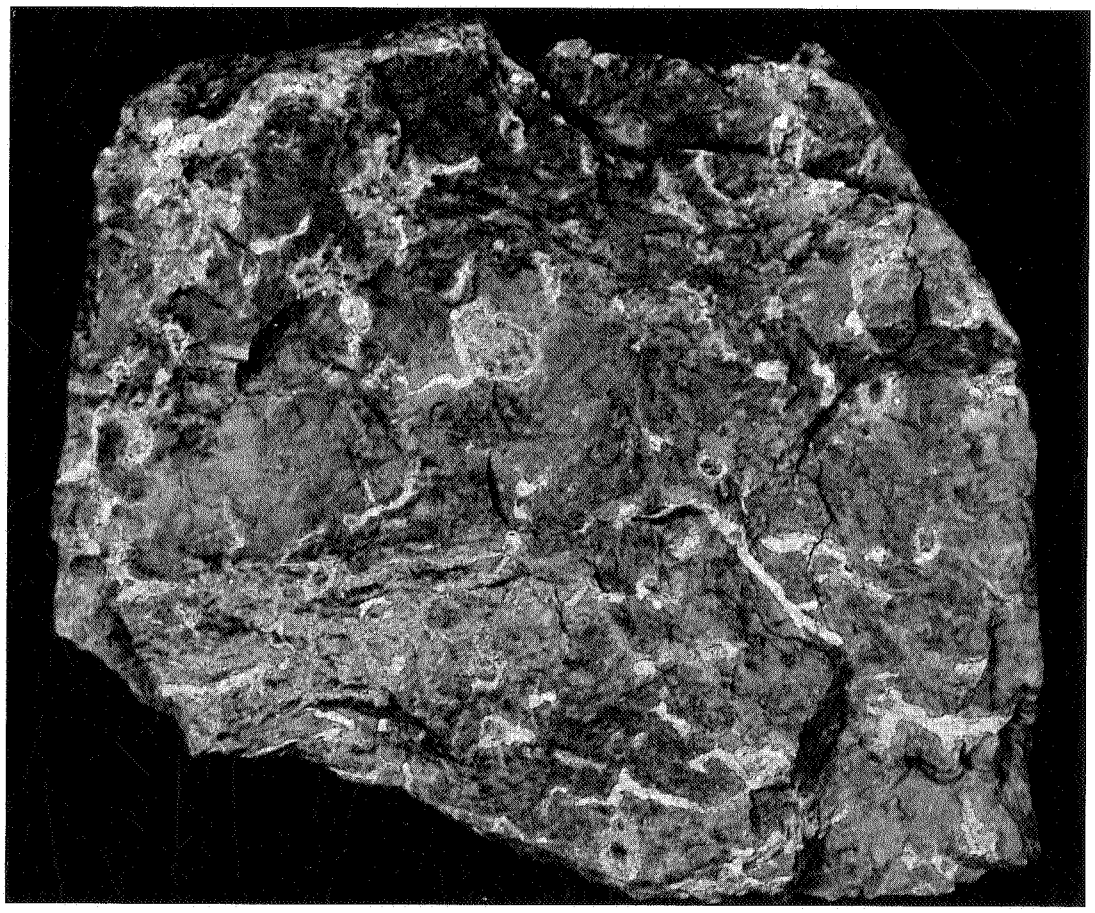
Le complexe inférieur — *Coa* — épais de 9 m, est formé de roche rouge. Un paléosol à racines implantées forme une frange verdie au sommet. On y rencontre trois passées de poudingue rouge peu épaisses : à 2 m sous le sommet, à 4 m et à la base.

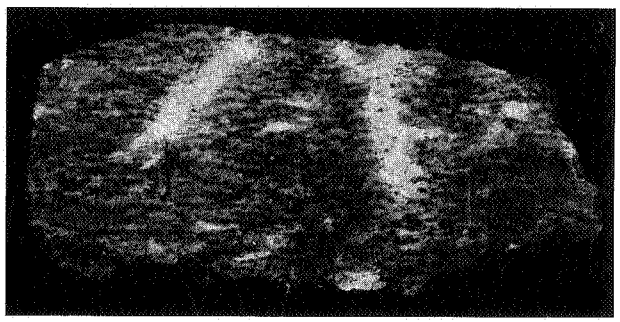
b) Au profil 71, sur l'axe, le sondage 65 a traversé toute la stampe. La partie supérieure du complexe de poudingue — *Cob* — est visible de part et d'autre dans la tranchée du plan incliné. Sous 1 m de poudingue et grès grossier rouge, il y a en moyenne 4 m de poudingue à ciment décoloré et galets partiellement décolorés avec des lentilles de grès grossiers à axes végétaux charbonneux. Ce poudingue repose sur des couches gréseuses rouges épaisses de moins de 1 m, en moyenne 0,5 m, qui recouvrent 1 m de grès gris à axes végétaux et enfin 1,5 m de poudingue rouge violacé. Soit environ 8 m de poudingues *Cob*.

La partie inférieure présente au sommet 2,5 m de roches rouges, sur 1,5 m de poudingue rouge, qui repose sur 9 m de roche rouge homogène. A la base, il y a un banc décimétrique de poudingue rouge. Cet ensemble rouge lie-de-vin — *Coa* — atteint 13 m.

c) Du profil 71 au profil 77, les couches couviniennes sont recoupées par la tranchée du plan incliné sur toute leur épaisseur. Les détails de la stampe varient très fort du Sud au Nord ainsi que de l'Est à l'Ouest. En moyenne, il y a des faisceaux de poudingues rouges avec grès et roches rouges d'environ 3 m au sommet et 2 m à la base, celui-ci pouvant être décoloré. La partie centrale, d'environ 4 m, renferme des bancs épais de poudingues décolorés entremêlés de grès à végétaux avec l'un ou l'autre épisode de roches rouges. Ce complexe *Cob* est épais de 8 m à l'Est, de 9 m à l'Ouest; il atteint au maximum 9 m au Nord et au minimum 7 m au Sud.

Les roches rouges de la partie inférieure se décomposent en un faisceau supérieur de 5 m et un faisceau inférieur de 10 m, soit 15 m au total pour le *Coa.* A la base, il y a presque toujours un banc décimétrique de poudingue. La séparation entre les deux faisceaux est marquée par un sol de végétation à traces radiculaires vertes étalées et implantées dans la roche rouge (fig. 6).





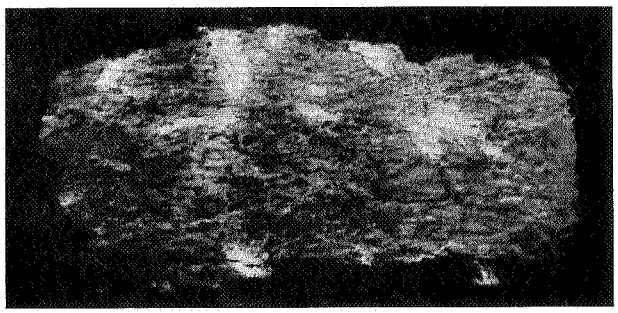


FIG. 6. — Sol de végétation à bioturbations radiculaires vertes en roche rouge. *Coa*. Tranchée du Plan Incliné, paroi orientale.

Au-dessus : vue en stratification. En dessous : deux aspects en travers.

Le dressage des surfaces fait apparaître les granules hématitiques rouge foncé dispersés dans le fond rouge clair de la roche.

Ce paléosol atteint 50 cm dans la paroi Est. Dans le flanc Ouest de la tranchée ainsi que dans la partie méridionale de la paroi Est, ce paléosol disparaît sous un poudingue rouge dont l'épaisseur peut atteindre 3 m aux dépens du faisceau supérieur de roches rouges, réduit alors à 2 m.

d) Du profil 80 au profil 84, les roches rouges du *Coa* sont encore présentes dans la partie supérieure du talus occidental de la tranchée, atteignant la cote 90 (tandis que le talus oriental n'atteint que la cote 80). On y voit 4 m de roches rouges sur 2 m de poudingue rouge puis de nouveau 2 m de roches rouges avec à la base un poudingue épais de 1 à 3 dm. En quelque 200 m de distance, l'épaisseur des roches rouges du *Coa* se réduit de 15 à 8 m. Pour mémoire, il n'y a plus de roches rouges *Coa* dans les affleurements situés au Nord de l'ancien canal, de Ronquières à Warichay et à Bornival où les poudingues *Cob* reposent directement sur le Silurien.

3. Justification du Couvinien.

En vue d'ensemble, il faut retenir la subdivision du Couvinien, à Ronquières, en deux assises dont la supérieure, constituée de poudingues, est toujours présente et dont l'inférieure, formée de roches rouges lie-de-vin, n'est préservée que dans une dépression assez étendue mais locale.

Le complexe supérieur renferme des poudingues nodaires à pugilaires, à rares éléments de taille céphalaire, formant les trois quarts ou les quatre cinquièmes de la stampe, à teinte rouge, souvent rouge sombre violacé, prédominante; la masse centrale est fréquemment décolorée; il y a de rares passées grises. Le quart ou le cinquième restant est formé de grès gris bourré d'axes végétaux charbonneux, de grès décoloré jaunâtre, de grès rose ou rouge, de grès vert, de schiste gris à vert franc et de roches silteuses hématitiques. La présence excessive de poudingues à Ronquières constitue la différence la plus marquée par rapport aux roches attribuées au *Cob* : « Poudingue de Naninne » au bord Sud du Bassin de Namur, équivalent du « Poudingue de Tailfer » au bord Nord du Bassin de Dinant. Le *Cob* de Ronquières est formé d'alternances d'épisodes rouges et d'épisodes gris reflétant des modifications climatiques importantes régissant le mode de dépôt soit avec forte évaporation et imprégnation d'hématite, soit en milieu humide dont le caractère réducteur est parfois exagéré par l'accumulation de gros axes houillifiés (15 % de matières volatiles). Tous ces dépôts se superposent pour constituer une stampe de 9 m en moyenne, mais truffée de ravinements internes liés au mode torrentiel de dépôt.

Le complexe inférieur est formé de roches rouges. Il correspond aux roches rouges de la « grauwacke de Rouillon » au bord Nord du Bassin de Dinant. Il renferme une lentille de poudingue rouge et l'une ou l'autre traînée caillouteuse. La stratification est souvent bien marquée, mais la base présente davantage les caractères de dépôts éoliens de limons rouges. Un ancien sol de végétation se marque par les déferrisations radiculaires vertes; les rares traces végétales rencontrées sont de simples silhouettes sans carbone préservé, l'oxydation après enfouissement ayant été totale. Les roches rouges du *Coa* sont dans l'ensemble d'une teinte plutôt lie-de-vin tandis que celles du *Gvb* sont, par comparaison, plus vermillon. Cette nuance n'est valable qu'à l'affleurement; il serait fallacieux de vouloir établir une telle distinction sur échantillons.

Les roches rouges du *Coa* n'existent, à Ronquières, dans la tranchée du Plan Incliné, qu'au Nord du profil 68. Leur épaisseur est fortement réduite à l'extrémité septentrionale de leur affleurement où la base présente un caractère légèrement ravinant.

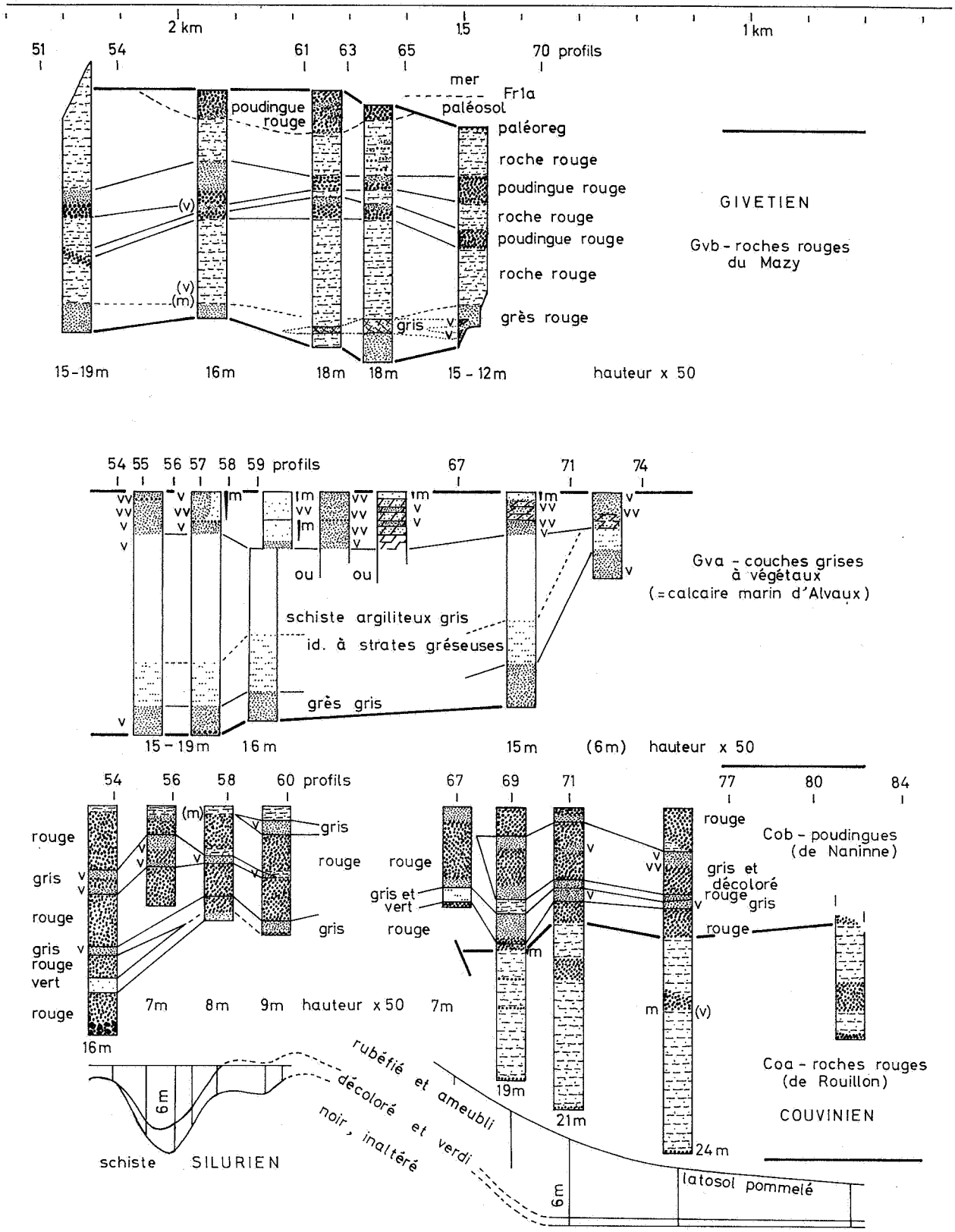


FIG. 7. — Variation des stampes du Dévonien moyen.

Ces couches ont été révélées par les travaux de Ronquières. Il est inutile d'en chercher une mention explicite dans la littérature antérieure : les quelques mauvais affleurements du vallon du ruisseau du Bois d'Horrues montrent bien quelques roches du Couvinien, mais elles avaient été attribuées jusqu'à ce jour au Givétien supérieur, *Gvb*.

Nulle part dans les travaux antérieurs il n'a été fait mention de Couvinien à Ronquières. Je me suis conformé à la tradition dans tous les documents géologiques d'exécution en notant : *Gvb.c*, *Gvb.b* et *Gvb.a*, les ensembles désignés dans ce mémoire comme *Gvb*, *Gva* et *Co*, car ce n'était ni le moment ni l'occasion de mettre en doute la validité de l'enseignement traditionnel.

De parti pris, il ne pouvait y avoir de Couvinien au bord Nord du Bassin de Namur dans la théorie classique de la transgression partie du Sud au Gedinnien, ayant débordé le Condroz au Couvinien pour atteindre le massif du Brabant au Givétien et le submerger au Frasnien. C'est schématiquement linéaire; c'est clair et précis.

C'est faux s'il y a du Couvinien à Ronquières et la théorie doit être corrigée. La certitude de la présence du Couvinien à Ronquières ne ressort pas de données objectives directes (pas plus d'ailleurs que dans le bord Sud du Bassin de Namur). Mais il faut réinterpréter l'ensemble de nos connaissances sans nier le microcosme de Ronquières pour conclure que si le poudingue gris d'Alvaux est bien *Gvap*, le poudingue épais, rouge ou bariolé de vert, qui lui est inférieur sur la rive droite de l'Orneau n'est pas *Gvp* mais bien *Cob* (cette discussion est reprise au chapitre IV) (1).

III. — PALÉOSOL ANTÉ-COUVINIEN

Le Couvinien repose en discordance sur le Silurien supérieur. Ici comme ailleurs dans le Bassin de Namur, il y a lacune de tout l'Éodévonien.

La surface de contact du Couvinien sur le Silurien n'est pas plane. De plus, le Silurien est profondément modifié par pédogenèse à proximité du contact. Avant le dépôt du Couvinien, le Silurien a été totalement ameubli de façon superficielle. Le schiste phylladeux était retourné à l'état de silt; la stratification et même le clivage ont été totalement oblitérés. Le silt, intensément rubéfié, a pris une structure maillée grossièrement noduloïde par floculation concrétionnée du fer ferrique (« roche rouge poudinguiforme » ou « latérite pisolitique »). L'enrichissement en fer n'a pas atteint le stade d'une cuirasse. La redistribution superficielle de la silice n'a pas atteint le stade de formation des « quartz blancs autigènes », mais a cependant créé des poupées siliceuses hérissées de pointes vives, sporadiques, qui s'alignent de façon harmonique aux couches du *Coa*, sans relations avec les allures du Silurien qui les contient (tranchée, paroi Est, profils 76 à 78).

Le Couvinien s'est donc déposé sur un sol latéritique en voie de concrétionnement, tant du fer que de la silice, qui avait presque atteint le stade de cuirasse. L'érosion de cette partie superficielle a fourni les sédiments du *Coa*. Là où ce sol ameubli a été préservé, il a subi la même évolution que le *Coa* et se présente actuellement avec le même degré de lapidification et les mêmes teintes, ce qui rend leur distinction malaisée, en l'absence du poudingue de base du *Coa*, pour qui n'observerait pas la différence de structure de la roche. La structure concrétionnée est cependant très

(1) Voir aussi E. Asselberghs, Le Dévonien du bord Nord du Bassin de Namur. (*Mém. Inst. géol.*, Louvain, 1936, t. X, pp. 229-327.)

marquée; elle est, par exemple, plus poussée que celle observée au sommet du *Gvb* (fig. 4).

Ce latosol, à sommet totalement réameubli et ferruginisé, passe par gradation insensible au schiste sous-jacent ayant conservé le clivage et l'état de lapidification du schiste Silurien mais totalement rubéfié de façon homogène en rouge lie-de-vin. Cet ensemble rouge atteint généralement de 6 à 8 m (voir fig. 7).

A la base de la tranche de rubéfaction, il y a des pénétrations fissurales ou zonaires du rouge jusque dans la roche noirâtre inaltérée. Il y a cependant presque toujours une zone intermédiaire de décoloration totale par oxydation de la pyrite et du carbone suivie du lessivage total du fer. Un lessivage imparfait ou une réintroduction de fer ferreux, en conditions réductrices, a produit des teintes verdâtres ou vert franc. Localement (sous la Tête Amont, par exemple) les racines du paléosol se présentent sous forme d'alternances de bandes rouges, vertes et noires, mêlées de gris, grosso modo disposées suivant les clivages et diaclases; les bandes rouges ou vertes se coincent vers le bas en V aigu de sorte que le noir pénètre en dents de scie hautes de 1 à 2 m dans le paléosol coloré. Les enduits rouges sur les surfaces de diaclase pénètrent jusqu'à 8 à 10 m dans le schiste sous-jacent.

Cette description s'applique au paléosol entièrement préservé.

En général, les couches ameublies et modifiées en limon hématitique ont été érodées par la base du *Coa* (tranchée, paroi Ouest). Assez fréquemment, les schistes rougis ont également été érodés. Parfois du schiste noir inaltéré constitue le substratum du *Coa* (cas assez fréquent entre les profils 54 et 60).

Lorsque le *Coa* reposant sur le Silurien est formé de roches grises, tant grès à végétaux que poudingues, le substratum modifié n'est plus rouge, mais vert franc, par réduction du fer ferrique en fer ferreux (cas le plus fréquent entre les profils 58 et 60 où l'épaisseur des schistes verdis peut dépasser 2 m).

L'âge de ce paléolatosol est indéterminé. Qu'il date du début du Couvinien ou qu'il se soit développé à la fin de l'Esmien, une telle distinction relève de considérations hypothétiques ou théoriques.

La base du Couvinien n'est pas plane et reflète partiellement un relief antérieur.

Les roches rouges du *Coa* ne sont présentes que dans une dépression sculpturale. Sur un petit poudingue rouge, il y a eu épandage de limons rouges, en superposition directe sur le paléosol préservé à l'E-SE, et après érosion du sol ameubli à l'W-NW. A l'extrémité Nord-Ouest de la tranchée, il y a de faibles ravinements de l'ordre du mètre avec accroissement d'épaisseur du poudingue de base, mais aussi de faibles déformations dues au rejeu presque contemporain des failles des profils 78 et 83, ayant produit des décalages de 1 à 3 m.

Au Sud du profil 68, d'une part, et bien au Nord de la tranchée, d'autre part, ce sont les poudingues du *Cob* qui reposent sur le schiste Silurien rubéfié, le sol rouge concrétionné et ameubli ayant été érodé (matériaux de comblement ayant formé le *Coa* dans la dépression). L'épaisseur de la zone rubéfiée conservée est assez variable mais est comprise généralement entre 1 et 4 m. Les dépôts torrentiels du *Cob* se ravinent l'un l'autre et les poudingues rouges peuvent ne pas exister sous les poudingues et grès gris reposant alors directement sur le Silurien. En cas de ravinement, le substratum Silurien peut être resté rouge, mais il est en général verdi par réduction. Enfin, l'impression d'ensemble qui se dégage de l'étude de la stampe du *Cob* en relation avec son substratum fait croire à l'existence d'un relief assez marqué entre les profils 54 et 68. Ce relief n'aurait été que partiellement décapé de sa couverture rouge au début

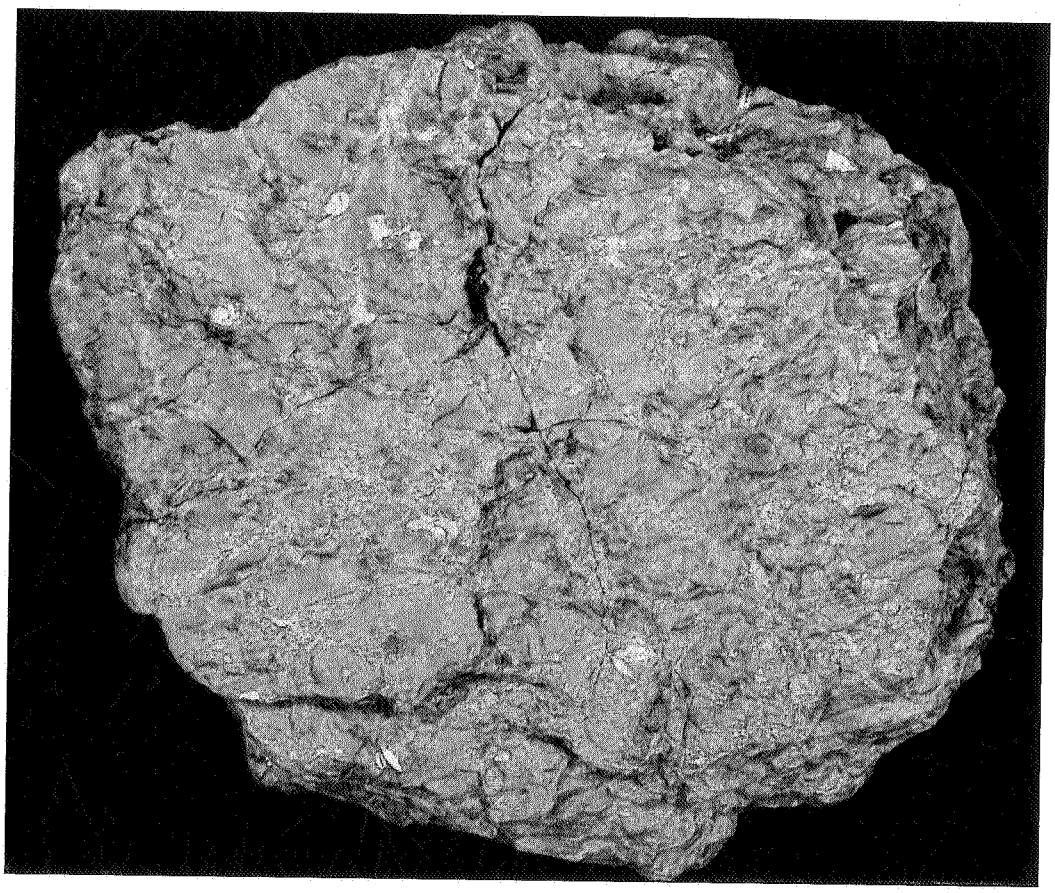


FIG. 8. — Paléolatosol antécouvinien. Tranchée, paroi Est.
Schiste hématitique très dense, à concrétionnement latéritique.

FIG. 9. — Altération noduleuse du Silurien, à l'époque Quaternaire.
(Echantillon scié, non poli.)

du *Cob* tandis que le cœur du relief aurait été davantage érodé par les niveaux gris plus tardifs (profils 58 à 60).

Ce relief est indépendant de l'allure des couches siluriennes. La morphologie déduite de l'évolution du recouvrement couvinien coïncide avec la montée relative du claveau compris entre les failles des profils 54 et 67 sous la réserve cependant d'adaptations érosives très locales s'étendant à moins de 10 m du plan de faille virtuel. Cette déformation date donc du Couvinien; elle s'est même produite à la fin du *Coa* et durant le début du *Cob*.

Ces déformations sont confirmées par la présence de plusieurs petites failles qui décrochent de 1 à 2 m les poudingues inférieurs du *Cob* sans affecter les niveaux moyens et supérieurs (tranchée, paroi Ouest) (1).

Ni le sommet, ni la base du paléosol n'ont constitué un plan lors de la pédogenèse antérieure aux dépôts couviniens. Les horizontales de la figure 7 ne constituent que des bases de référence pouvant tout au plus servir de point de départ à l'interprétation. La moitié gauche de ce croquis indique l'épaisseur maximum du paléosol conservé; les multiples pointements de Silurien inaltéré constatés dans ce secteur ne peuvent pas être reportés à une telle échelle exagérée. La répartition en plan apparaît plutôt quelconque, la densité d'observations étant insuffisante pour indiquer le microrelief.

IV. — SILURIEN : *Sl2b'*.

Le Silurien supérieur constitue le substratum du Dévonien moyen. Il a été atteint par puits et sondages à partir du profil 54; il affleure dans la tranchée du Plan Incliné et, au-delà de la Samme, dans la paroi Est du bief aval.

a) Altérations.

1. **Rubéfaction dévonienne.**

Ainsi qu'il vient d'être dit, le Silurien a été modifié en paléosol latéritique suivant une surface sculpturale très proche de la surface de base du Dévonien moyen, avant le dépôt de cette formation.

2. **Décoloration quaternaire.**

Le Silurien est également modifié par pédogenèse sous le Quaternaire. Inaltéré sous les alluvions anciennes, il est décoloré le long des versants anciens et transformé en sédiment presque meuble dans les parties élevées des affleurements. L'altération s'effectue suivant les lithoclases, par oxydation de la pyrite, lessivage partiel du fer limoniteux et hydratation du schiste. La pénétration fissurale crée une disposition nodulaire des teintes et de la compacité. Noir et compact au centre, le schiste devient gris-bleu clair, puis décoloré et terreux à la périphérie. Mais le sédiment initial n'est jamais noduleux.

---

(1) En plus des décalages Est-Ouest, il y a quelques surfaces dirigées presque Nord-Sud, formant un angle de 10° à peine vers le Nord-Est avec l'axe du plan incliné. Ces dernières surfaces semblent affecter l'ensemble du *Cob* et paraissent très postérieures.

b) SÉDIMENTOLOGIE.

Les affleurements de la tranchée et du bief aval exposent plus de 500 m de couches du Lower Ludlow, partie supérieure du Silurien. Ces couches très régulièrement sédimentées sont formées de schiste phylladeux noirâtre. L'évolution phylladeuse est assez avancée et le clivage marqué; la redistribution des phyllites sous tension rend extrêmement malaisé, sinon impossible, le débitage de la roche en stratification. Vu l'absence de minéraux de métamorphisme, l'altérabilité assez aisée des phyllites et la fissilité assez peu poussée, la roche n'est pas encore un phyllade, mais seulement un schiste en voie d'évolution vers le phyllade.

Le pigment noir n'est pas « graphiteux » mais essentiellement formé de pyrite très finement dispersée. En plus de la pyrite pigmentaire, il y a de fréquents enduits et petits cristaux de pyrite jaune clair répartis irrégulièrement, mais plus abondants dans les zones froissées par la tectonique. La teneur ne dépasse pas 1 à 2 % et la pyrite n'est qu'un élément très accessoire dans la constitution de la roche.

En affleurements frais, on constate une tendance zonaire, marquée par des passées centimétriques de strates silto-gréseuses se répétant indéfiniment tous les deux à trois décimètres. Chacune de ces strates est formée par quelques dizaines de straticules de silt gréseux empâté dans la matrice argileuse noirâtre qui constitue le sédiment encaissant. La succession ininterrompue de ces rythmes rend très monotone la partie supérieure du Silurien et il est pratiquement impossible d'y établir des subdivisions. Cependant, dans la moitié Sud de l'affleurement situé à l'Est et au Nord du nouveau pont routier — *locus typicus* de l'assise de Ronquières — certaines de ces strates, de couleur blanc crème, semblent contenir des débris très fins d'origine volcanique [1].

Les caractéristiques de ces 500 m de Silurien supérieur sont la régularité remarquable de la sédimentation et l'extraordinaire rythmicité. Ces dépôts se sont constitués au fond de mers étendues, à l'abri de toute cause de turbidité et en milieu réducteur (attesté par la présence de carbone, la réduction des sulfates en sulfures et l'absence d'oxydes). Dans la sédimentation actuelle, on ne trouve pas de telles conditions dans les mers océaniques mais seulement dans des mers intérieures telle que la Baltique, par exemple. La très grande étendue couverte par ces sédiments où le rythme, tout en nuance, se maintient avec une régularité étonnante, pose des problèmes dans la recherche des « causes actuelles », c'est-à-dire efficientes, pour la genèse de telles formations. Le bassin de sédimentation devait être assez peu profond pour expliquer la distribution uniforme des couches, mais assez profond pour que les eaux en cours de décantation ne soient pas perturbées par des mouvements violents. L'apport de boues argileuses semble avoir été permanent, car il n'y a pas de « joints » de sédimentation épisodiques. L'apport de silt est essentiellement discontinu, mais effectué à des intervalles rythmés par une cause régulière d'origine très vraisemblablement climatique. L'absence de granoclassement rend très problématique le transport aquatique; l'aspect du sédiment s'accommoderait mieux de pluies de sable expliquant ainsi un apport étendu en quantités minimes, et réduisant la durée du classement à la traversée de la tranche d'eau. Le transport éolien devait être un agent

---

[1] F. CORIN, Sur un schiste silurien rubané de Ronquières (Brabant). (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles 1962, t. LXXI, pp. 515-517.)

efficace à cette époque où les continents n'étaient pas encore protégés par un tapis végétal affranchi de l'eau de façon permanente.

c) Paléontologie.

Les conditions sédimentaires semblent s'être opposées au développement de la vie, car les trouvailles sont réellement exceptionnelles compte tenu du temps consacré aux recherches. En plus, l'obliquité d'un clivage marqué empêche le débitage en stratification. A ma connaissance, les deux mauvais exemplaires de *Monograptus dubius* récoltés par M. Gulinck en 1964 vers le profil 75 et le négatif de *Siphocrinites* remis en 1966 à G. Mortelmans, en provenance de la tranchée, constituent les seules trouvailles de fossiles, réalisées dans les 400 m supérieurs de la stampe du Lower Ludlow à Ronquières.

Par contre, l'affleurement situé au Nord du pont routier, et entaillé d'une vingtaine de mètres vers l'Est pour l'établissement du chemin de Fauquez, permet des récoltes satisfaisantes de graptolites de la zone 33 de Elles et Wood où *Monograptus nilssoni* et *Monograptus bohemicus* ne sont pas rares au milieu de l'abondance relative de *Monograptus dubius* [1]. Ces 100 m de stampe où a été identifiée la faune de la zone à *Monograptus nilssoni* servent à caractériser l'assise de Ronquières. Bien que le site ait été quelque peu reculé, il y a lieu de le maintenir comme *locus typicus* de cette assise sans qu'une nouvelle définition soit justifiée. Il faut cependant ne pas considérer comme critère valable pour l'assise le fait qu'en cet endroit il y ait des bancs délimités par de réels joints de stratification causés par le décollement des minces strates de tuffites et de « quartzophyllades » qui y sont plus gréseux qu'ailleurs.

Ces 500 m de couches représentent le cœur du Lower Ludlow = assise de Ronquières = *Sl2b'*; rien ne permet de fixer l'épaisseur des couches qui en constitueraient la base et le sommet. Cette unité stratigraphique n'est définie paléontologiquement que par un faisceau assez inférieur.

---

[1] M. Leriche, Sur la découverte de graptolites dans les quartzophyllades de Ronquières. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles 1912, t. XXVI, pp. 133-136.)

CHAPITRE II

Tectonique.

A. — OROGENÈSE CALÉDONIENNE.

Les schistes siluriens de Ronquières ont été plissés par l'orogenèse calédonienne. En y regardant de plus près, il faut nuancer cette affirmation lapidaire.

I. — PLISSEMENT.

Tout le Silurien depuis la Tête Aval jusqu'à 1,5 km au Nord constitue un flanc monoclinal régulier incliné à 70° S. Trois cents mètres plus au Nord, à Fauquez, affleure l'Ashgillien, sommet de l'Ordovicien (voir pl. I).

Dans la méridienne de Ronquières, la zone plissée par l'orogenèse calédonienne commence à la Tête Aval et se développe vers le Sud. Le flanc Sud du grand synclinal dans l'axe duquel on a érigé la Tête Aval s'étend sur 250 m avant de retomber en anticlinal faillé au profil 82. Du profil 82 au profil 78, soit sur 200 m, les couches très faiblement ondulées forment un synclinal très ouvert. Du profil 78 au profil 74, soit encore 200 m, se trouve un nouveau synclinal assez ouvert mais à flanc Nord très dérangé : ce flanc est redressé et écrasé à l'Est tandis que les tensions se sont résolues par une faille plate, sur joint, à l'Ouest. La flexure séparant les deux synclinaux s'est résolue par un redressement des couches à la verticale, au profil 78.

Plus au Sud, au profil 71, un sondage a atteint le Silurien non modifié; le clivage est penté à 70° et la stratification à 45° dans le sens opposé. Il est possible, vu la proximité, qu'on soit dans le flanc Sud un peu plus redressé du synclinal visible à l'affleurement. La stratification inclinerait alors au Nord et le clivage au Sud.

Aux environs de la Tête Amont, sur une longueur de 200 m, une dizaine de sondages ont pénétré suffisamment dans le Silurien pour atteindre, sous le paléolatosol, le schiste inaltéré. Le clivage diverge, de façon progressive et régulière, de 55° au Nord, à 70° au Sud. La stratification, inclinée en sens opposé, varie de 35° à 45° dans la partie Sud. Au raccord de la Tête Amont et du Plan Incliné, clivage et stratification sont de même sens mais divergent à 60°. Au puits de recherche n° 1, le clivage gerbe de 80° N au Sud à 70° S au Nord, la direction étant N 55° W. La stratification n'est pas évidente mais semble redressée, comme le clivage, à la verticale. Le puits est engagé dans une zone d'altération dirigée SW-NE due à la circulation aquifère de l'époque Quaternaire.

Les divergences du clivage et de la stratification indiquent la présence de plis dans le Silurien de ce secteur. Il y a de plus, au raccord de la Tête Amont et du Plan Incliné, une étreinte verticale analogue à celle qui est visible dans la tranchée au profil 78.

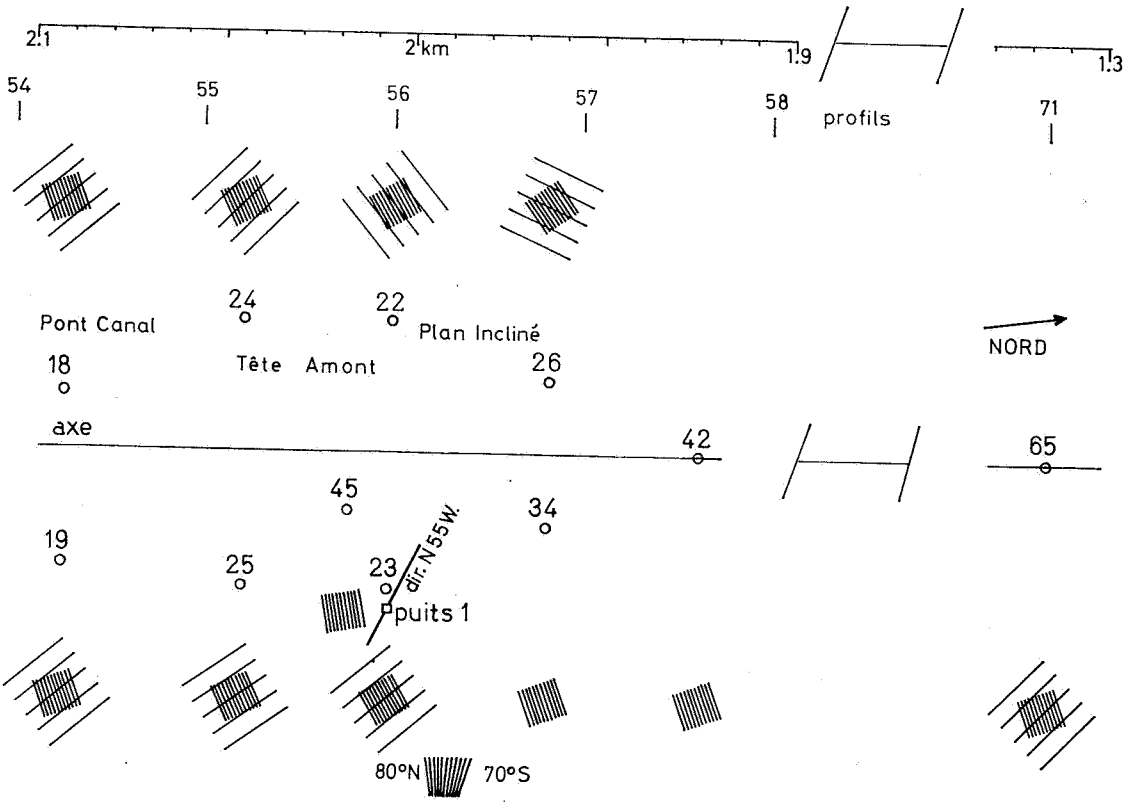


FIG. 10. — Relation entre clivage et stratification dans le Silurien reconnu par sondages.

Au centre : plan de situation des sondages ayant atteint le Silurien inaltéré.

A l'extérieur :

en hachure serrée : pente du clivage, incliné vers le Nord par convention (sauf au puits 1 où l'allure réelle est reportée).

en hachuré lâche : pente de la stratification, lorsqu'elle est visible sans ambiguïté, dans sa position relativement au clivage.

II. — FAILLES.

Quelques failles dérangent la continuité des couches. La faille du flanc Nord de l'anticlinal du profil 82 escamote le cœur de l'anticlinal à l'Ouest et se transforme en faille sur joint à l'Est (fig. 11).

La zone d'écrasement entre les profils 77 et 78 a délimité un lambeau vertical par exagération d'une flexure.

Une zone verticale d'écrasement de même genre est reconnue sous la Tête Amont.

III. — SENS DES POUSSÉES ET DES DÉPLACEMENTS.

Dans les deux cas observés à l'affleurement, il y a déformation sous compression ayant agi du Nord vers le Sud. Au profil 82, l'anticlinal est un pli de refoulement se gonflant en crochon vers le Sud, sous le chevauchement du massif Nord.

Au profil 78, à l'Ouest, la poussée venant du Nord s'est résolue en faille plate de chevauchement vers le Sud; à l'Est, l'écrasement du flanc Nord du synclinal témoigne de la même compression agissant du Nord vers le Sud.

Ceci est conforme à notre connaissance de la tectonique calédonienne.

En analysant les possibilités de jeu des surfaces de faille, on constate que le déplacement dans le sens Nord-Sud est insignifiant par rapport aux déplacements Ouest-Est. Le pli faille du profil 82, à l'Est, n'aurait pu se transformer si rapidement en flancs affrontés, à l'Ouest, si le rejet principal n'était pas longitudinal.

De même au profil 78, la flexure est prise en écharpe de telle sorte qu'elle s'amorce au Sud de l'écaille verticale à l'Ouest et au Nord de ce lambeau à l'Est; le jeu relatif des deux compartiments est donc essentiellement réalisé en direction Ouest-Est. De plus, les couches fortement zonaires de l'écaille verticale sont, lithologiquement, différentes de l'ensemble des couches peu zonaires des massifs encaissants comparables entre elles de part et d'autre de l'écaille.

IV. — PHASES DU PLISSEMENT.

Le clivage schisteux est déformé par le plissement; il y a donc une phase postérieure de plissement. En corrigeant le plissement subi par le clivage, les couches ne sont pas replacées à l'horizontale; il y a donc une phase antérieure de plissement (fig. 11).

Les couches sont recoupées suivant des talus à 45° dans les parties essentielles de la tranchée (le profil en 4/4 est généralement surmonté de 8/4, puis souvent de 12/4). C'est-à-dire que les surfaces visibles de part et d'autre forment entre elles un angle de 90°.

Les couches ne sont pas recoupées parfaitement en travers mais leur direction fait un angle d'une dizaine de degrés avec la perpendiculaire à l'axe du canal, tendant vers WNW-ESE. De plus, les couches ne sont pas parallèles mais forment un arc très ouvert à concavité Nord-Est. Enfin, il y a un ennoyage marqué des plis vers l'WNW, compris entre 19° et 22°. Pour la rigueur de la démonstration qui suit, il aurait fallu utiliser les allures réelles; pour la facilité, la base d'interprétation est la projection, sur un plan axial, des allures observées en pente apparente. Cet artifice supprime l'obliquité des parois mais conserve la diminution des pentes réelles en fonction de l'obliquité de l'intersection. Cette obliquité étant d'une dizaine de degrés, il y a lieu d'introduire un facteur correctif angulaire pour qui veut des valeurs absolues. La démonstration s'appuie sur des valeurs apparentes, assez voisines mais non égales aux valeurs vraies.

Dans toute l'étendue des affleurements, le clivage converge vers le cœur des plis. Comme il diverge de 20° de part et d'autre de la verticale, la manière la plus commode d'annuler ses déformations est de ramener partout le clivage à la verticale,

sans perdre de vue que cette position est purement conventionelle. L'ouverture angulaire du pli principal de la Tête Aval passe ainsi de 60° à 100°, faisant passer de 2 à 3 la longueur d'affleurement interceptée par la même couche. L'anticlinal faillé du profil 82 s'ouvre de 90° à 150°. Les synclinaux des profils 78 à 76 se résolvent en ondulations imperceptibles de l'ordre de l'erreur de mesure, ce qui revient à dire que les couches étaient pratiquement planes. Cependant l'incurvation du flanc Sud du synclinal compris entre les profils 76 et 74 subsiste en partie.

Par l'artifice du rétablissement d'un clivage rigoureusement parallèle, ce qui est justifié vu la parfaite homogénéité des couches, on décompose le plissement calédonien en deux phases bien distinctes. La phase précoce a produit des plis ouverts; la phase tardive a serré fortement ces plis allant jusqu'à les écraser à 90°, le pli principal étant même pincé à 60°. Dans un intervalle limité, à volume conservé et à composante transversale inchangée, une longueur initiale de 4 a été ramenée à 3 par la première phase, puis à 2 par la seconde phase, les hauteurs passant nécessairement de 3 à 4 puis à 6. Les déformations engendrées par la phase précoce ont nécessité beaucoup moins d'énergie que celles de la phase tardive, tant du point de vue des adaptations volumétriques des couches que des dénivellations globales subies, alors que le résultat apparent paraît indiquer deux phases égales dans le plissement calédonien.

La variation des hauteurs, déduite de la variation des longueurs, permet d'affirmer que le début du plissement calédonien a gonflé d'un quart la tranche de couches affectées avant que l'établissement du clivage, sous compression sans possibilité d'adaptations volumétriques, ait été réalisé. L'adaptation volumétrique réalisée durant la deuxième phase de plissement, vraisemblablement après érosion accélérée des masses surincombantes, aurait doublé virtuellement la hauteur initiale, s'il n'y avait pas eu érosion.

On est donc amené logiquement à placer les accidents cisaillants, constitués essentiellement de « décrochements longitudinaux » (c'est-à-dire perpendiculaires au sens de la compression) entre les deux phases de déformation plastique.

Ces conclusions imposées par l'analyse du plissement calédonien tel que l'exposent les affleurements de Ronquières ne sont pas absolument originales. G. MORTELMANS a conclu le premier à l'existence de deux phases de plissement dans les déformations subies par le Silurien de la vallée de l'Orneau [1]. Faute de recouvrement paléozoïque, cet auteur avait cru pouvoir attribuer la seconde phase à l'orogenèse hercynienne. L'étude des affleurements de Ronquières prouve qu'il n'en est rien.

V. — ÂGE DU PLISSEMENT.

Les déformations du Silurien de Ronquières, postérieures au clivage, n'affectent en rien les couches tabulaires du Méso-Dévonien et lui sont donc antérieures. Elles lui sont même nettement antérieures, car l'érosion a eu le temps d'aplanir les reliefs « montagneux » engendrés par cette phase tardive. Il a même fallu un temps supplémentaire pour que, l'aplanissement étant réalisé, la pédogenèse transforme la roche vive en sol latéritique évolué. Tout cela s'est donc produit durant l'Éo-Dévonien.

---

[1] G. MORTELMANS, Efforts calédoniens et efforts hercyniens dans le Silurien de la vallée de l'Orneau. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles 1953, t. LXII, pp. 143-163.)

Comme la phase précoce du plissement a débuté après la fin du Lower Ludlow, terme supérieur du Silurien de Belgique, il s'ensuit que ce plissement n'a pas débuté avant le Gedinnien. L'ensemble des deux phases de plissement et de la prise de clivage par lesquelles on peut schématiser le déroulement de l'orogenèse calédonienne a duré moins longtemps que l'intervalle de temps nécessité par la formation de l'Éo-Dévonien. Cette orogenèse est caractérisée, à Ronquières, comme sur tout le flanc Sud du Massif du Brabant, par une compression ayant agi du Nord vers le Sud, avec une adaptation tangentielle des claveaux, délimités par failles, dans le sens Ouest-Est.

B. — PHASE DE RÉMISSION.

Non seulement l'orogenèse calédonienne était terminée lors du dépôt du Méso-Dévonien de Ronquières, mais la phase de réajustement après résolution des tensions était en cours. Les masses surcomprimées en s'empilant du Nord vers le Sud ont pu se détendre et de multiples réadaptations en sens contraire ont quelque peu redescendu les compartiments septentrionaux. C'est ainsi que les failles des profils 83 et 78 descendent la base du Couvinien sur la lèvre Nord alors que ces mêmes failles avaient remonté bien davantage le Silurien de cette même lèvre lors de l'orogenèse calédonienne. Ce rééquilibrage consécutif à la fin de l'orogenèse et au démantèlement par l'érosion, s'est produit durant le dépôt du Méso-Dévonien en s'y inscrivant dans les variations locales du facies et de l'épaisseur des couches. La démonstration est imparfaite en ce qui concerne les failles des profils 82 et 78 où seule la tranche inférieure du Couvinien est préservée. Si l'on tient compte de l'existence d'une faille de ce type au profil 56 (avec ennoyage accentué du Méso-Dévonien vers l'Est), on comprend mieux les déformations inscrites dans les sédiments du Givétien et de la base du Frasnien entre les profils 56 et 78, sous forme de correction synclinale d'une déformation exagérée du Silurien sous-jacent d'allure anticlinale (suite logique de l'ensemble observé et conforme à l'interprétation des données des sondages).

C. — OROGENÈSE HERCYNIENNE.

La faille du profil 54 affecte fortement mais très localement la base du Couvinien (voir p. 22, *a*). Elle présente cependant un rejet vertical de 25 m, dont la plus grande partie est postérieure au Dévonien conservé [1]. Les formations comprises entre les profils 54 et 56 présentent une pente de 8° vers l'Est. Le rejet disparaît donc rapidement à l'Est.

---

[1] Cette faille a été traversée par le puits n° 2 de recherche préliminaire; deux rameaux de reconnaissance ont été exécutés vers le Sud et vers le Nord, à deux paliers distincts, en vue de déterminer les qualités mécaniques de la roche en place. Dans l'axe du puits, les schistes gris *Fr1a* butaient contre les schistes gris *Gva*, la faille étant réduite à un liseré rougeâtre emprunté au *Gvb*. Au palier supérieur, à la cote 75, le rameau Sud fut creusé dans la base du *Fr1a*, tandis qu'au Nord on avait les grès gris avec le petit banc de poudingue du sommet du *Gva*; au palier inférieur, à la cote 64, les mesures furent faites au Sud au cœur du *Gvb*, le rameau étant creusé dans les poudingues, et au Nord dans les grès gris de l'extrême base du *Gva*, juste au-dessus des poudingues *Cob*.

La faille du profil 67 fait buter la base du Frasnien contre la base du Givétien supérieur suivant une surface à gradins étagés vers le Sud, les gradins étant inclinés à 30° vers l'Ouest. La déformation amorcée au Méso-Dévonien s'est donc poursuivie de façon plus accentuée au cours des époques postérieures.

Les failles comprises entre les profils 69 et 72 délimitent un petit horst composite. Aucune de ces failles n'est accompagnée de variations sédimentaires de cet ordre de grandeur dans les massifs qu'elles délimitent. Elles sont donc postérieures au Dévonien. En section, elles ont toutes l'apparence de failles « normales »; aucune n'a un rejet « inverse ». Elles ne sont en réalité ni normales, ni inverses. Il ne s'agit pas non plus de failles longitudinales. Toutes ces failles résultent de décrochements obliques, inclinés de 30° à 50° vers l'Est (profil 54) ou vers l'Ouest (profil 67). Ce sont donc des failles de réajustement.

Elles diffèrent des accidents de la phase de rémission consécutive à l'orogenèse calédonienne en ce que 1° elles n'ont pas d'influence sur le contenu sédimentaire des formations qu'elles rejettent également de haut en bas, 2° elles sont pentées vers le Sud, contrairement aux accidents de la phase calédonienne, 3° elles descendent les compartiments méridionaux (de l'ordre de 50 m par km pour la partie observée).

Leur attribution à l'orogenèse hercynienne reste hypothétique, car il s'agit plutôt d'un gauchissement vers le Sud postérieur à la phase de rémission, préludant aux déformations hercyniennes proprement dites.

La légère accentuation synclinale du creux sédimentaire réalisé durant la phase de rémission (entre les profils 56 et 57) s'est poursuivie durant le Dévonien supérieur et le Carboniférien, au même rythme que durant le Dévonien moyen. Cependant, le claveau compris entre les failles des profils 54 et 67 s'est désolidarisé de la masse en torsion durant la sédimentation du Couvinien, du Givétien et de la base du Frasnien. Il a accompli une légère rotation relevant le Sud et abaissant le Nord, postérieure au Méso-Dévonien (voir pl. I).

Enfin, la déformation progressive d'ensemble, d'allure épéirogénique (voir fig. 3 et pl. I) qui affecte tout le bord Nord du Bassin de Namur, est également à attribuer à cette période orogénique.

En établissant le bilan de tout ce qui pourrait être attribué à l'orogenèse hercynienne dans la région de Ronquières, on constate qu'il n'y a pas de manifestation orogénique au sens strict, mais seulement la trace de contrecoups très atténués dans une région parvenue à la stabilité tectonique.

CHAPITRE III

Données complémentaires vers le Nord. Secteurs de Ronquières à Clabecq.

Aux données fournies par la coupe de Ronquières quasi continue sur 3 km, il convient de joindre les éléments apportés par les différents secteurs échelonnés vers le Nord jusqu'à Clabecq.

A. — SILURIEN INFÉRIEUR.

Entre le Ludlow inférieur de Ronquières et l'Ordovicien de Fauquez, il faudrait trouver place pour le Wenlock et le Llandovery, y compris son terme gréseux supérieur individualisé sous l'ancien nom de Tarannon.

En se dirigeant de Ronquières vers Fauquez par la rive Est, on passe du schiste en place à des éboulis schisteux altérés à très altérés. On voit ensuite un affleurement de schistes noir violacé et noir-brun, fortement débités, à attribuer probablement au Wenlock. Les pentes inclinent à 75° vers le Sud et le clivage, très marqué, à 70° Nord. C'est le dernier affleurement à pente Sud le long du Canal. La faille dans le Llandovery inférieur, qui fait affronter le massif à pente Sud avec celui à pente Nord, n'est pas visible dans le canal et passe vraisemblablement dans l'élargissement de la plaine alluviale.

B. — ORDOVICIEN.

I. — ASHGILLIEN.

A Fauquez, le flanc oriental de la vallée a été fortement entamé. Le nouveau talus montre une succession de tufs et cinérites avec des paquets imbriqués de phyllade gris-bleu. Les relations des masses volcaniques et des masses sédimentaires sont assez confuses et les allures gerbent de 60° N à 70° S. Au tiers méridional de la paroi, il y a deux alignements fossilifères à négatifs de *Strophomena*, *Nicollella*, Orthidés et Trilobites (faune décrite par E. MAILLIEUX) [1].

Vers l'extrémité méridionale, il y a des brèches volcaniques et des tufs conglomératiques. A l'extrémité, il y a plusieurs énormes boules de roches volcaniques, de l'ordre du mètre cube, empâtées dans du schiste.

---

[1] E. MAILLIEUX, 1926, Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles, t. XXXVI, pp. 67-85.)

Plus au Sud, un petit chemin creux entame des tufs fins à forte pente vers le Nord.

Les couches de cette tranchée se sont formées à plus grande distance du centre d'émission que les laves et porphyroïdes de la tranchée du chemin de fer (*locus typicus*) et des escarpements spectaculaires du bois des Rocs.

II. — CARADOC : *Sl1b'*.

Au Nord du pont routier de Fauquez, l'affleurement situé sous les ruines du Château a été fortement agrandi. Les schistes noirs, à strates de grès pyriteux gris, très fossilifères, livrent en abondance les graptolites de la zone 13, à *Pleurograptus linearis*, récoltés habituellement dans le petit chemin creux de l'autre côté des ruines (*locus typicus* du Caradoc dans le Brabant).

III. — LLANDEILO : *Sl1b*.

La tranchée Sud d'Ittre a parfaitement dégagé les phyllades noirs alternant avec de minces bancs gréseux noirâtres assez vite décolorés. Ces couches forment un « anticlinal retourné » cisaillé en travers à plusieurs reprises avec d'intenses complications locales. Vers l'extrémité Sud, des géologues de la S.N.P.A. ont, les premiers, récolté des *Nemagraptus gracilis*, fossile guide de la zone 9, parmi d'autres graptolites assez mal préservés. A cet endroit, les plaquettes psammitiques sont fréquemment bosselées de tunnels gréseux vermiformes simples ou ramifiés.

IV. — LLANVIRN : *Sl1a'*.

Le raccord entre le secteur Sud et le secteur central des tranchées d'Ittre expose le Llanvirn dans une zone assez altérée au Quaternaire. Les schistes noirâtres, altérés en bleuâtres avant d'être décolorés, paraissent former un « anticlinal » suivi d'un « synclinal » vers le Sud. Il s'agit en fait d'un pli sigmoïde renversé. Les deux flancs de l'anticlinal renversé ont livré de petites Lingules, des Obolidés et quelques rares débris de Graptolites. La ténacité de R. Francart lui a permis de récolter plusieurs exemplaires de *Didymograptus arctus*, espèce propre à la zone 6, à *Didymograptus bifidus*, espèce-guide qui n'a pas été trouvée en ce lieu.

V. — ARENIG : *Sl1a*.

Des quartzophyllades laminés, intimement froissés et lustrés sur joints par écrasement, puis des grès gris verdâtre font suite au Llanvirn vers le Nord. Dans les rares endroits non affectés par des glissements intenses, on observe de nombreux tunnels gréseux vermiformes étalés en stratification ainsi que de gros « Bilobites » (40 × 4 × 1 cm). Ces traces de vie ne constituent pas une caractéristique particulière de l'Arenig et elles sont fréquentes tant dans l'Ordovicien que dans le Salmien.

Sous ces roches, il y a des faisceaux et des lames de roche très noire phyllito-siliceuse, assez peu fissile, s'altérant en schiste grossièrement délité à enduits manganésifères noir violacé brillant. Ces schistes siliceux noirs s'imbriquent dans la direction

d'ensemble suivant la pente générale de 80° Nord-Est. Les faisceaux se coincent vers l'Est et s'ouvrent vers l'Ouest, dans l'espace dégagé pour l'élargissement du canal. Leur position tectonique, contre la faille d'Asquempont, et leur nature lithologique justifient le doute quant à leur attribution à l'Arenig.

C. — FAILLE D'ASQUEMPONT.

La faille d'Asquempont (A scaille pont, signifiant : Au Pont de schiste, devenu Ass — kin — pon) présente des brèches de siltstone verdâtre du sommet de l'Assise d'Oisquercq qui constitue sa lèvre Nord-Est. Elle affecte très peu le massif Cambrien mais est associée à un laminage intense de l'Ordovicien sous-jacent, si cette expression est permise pour une faille quasi verticale pentée à 80° Nord-Est.

La faille passe au Sud immédiat de l'écluse de l'ancien canal. Plus au Nord, on y a trouvé jadis un amas de galène, chalcopyrite et quartz. Plus au Nord encore, elle affleure à l'extrémité Nord de la boucle du canal et enfin au Nord de la tranchée du chemin de fer, avec brèche de quartz.

Cette faille escamote : les quartzophyllades finement laminaires à straticules de phyllade noir et de grès grisâtre, souvent micacés, presque toujours fortement plissotés, qui reposent sous les grès de l'Arenig et constituent le Trémadocien supérieur (*Sm1b*); les quartzites, quartzophyllades et phyllades, bleus, verts et bronzés, de Chevlipont (*Sm1a*); les phyllades satinés noirs très fortement clivés du Revinien supérieur (*Rvc*); les quartzites et phyllades, noirs et bleus, de l'assise de Jodoigne (*Rvb*). Toutes ces formations qui auréolent ailleurs le cœur Devillien du Massif du Brabant, sont ici biseautées en profondeur par la faille de charriage. Son rejet, inverse, est donc exceptionnellement important.

D. — CAMBRIEN.

I. — ASSISE D'OISQUERCQ : *Dvm.*

Dvmc. — Les roches silteuses verdâtres, compactes, du sommet de l'Assise d'Oisquercq, renversées à 80° Nord-Est, ont été creusées pour le canal, le pont, le siphon et les routes du secteur central et par la grande tranchée du secteur Nord d'Ittre.

A leur base, c'est-à-dire à l'extrémité Nord-Est de la tranchée Nord, se situe un alignement de cubes centimétriques de pyrite, en partie limonitisés.

Ces roches sont plus fracturées que clivées et présentent de multiples réseaux de lithoclases.

Dvmb. — Les phyllades violacés de la partie moyenne de l'assise peuvent présenter des linéoles et des macules chloriteuses vertes qui correspondraient à des vestiges de stratification. Ils se présentent en une masse extraordinairement homogène où des indices de stratification sont exceptionnels. Ces phyllades sont modifiés de façon sélective par d'anciennes rubéfactions développées suivant le clivage et les principales lithoclases; des bandes rouges, bleues, violacées ou pâles peuvent se succéder en imitation outrancière d'une stratification et il est exceptionnel de rencontrer l'un ou l'autre banc psammitique ou gréseux biseautant les couleurs, faisant la preuve du leurre introduit par la rubéfaction et l'altération.

Ces phyllades affleurent à l'extrémité Nord-Est de la grande tranchée d'Ittre et sont affectés par une zone de rubéfaction en V aigu à leur contact avec le *Dvmc*.

La nouvelle écluse d'Ittre a profondément entamé les phyllades gris violacé, inaltérés à cet endroit. Leur pente va de 80° à 85° Nord-Est.

Plus au Nord, ils ont été entamés à nouveau pour l'aménagement du tournant au Sud d'Oisquercq. Le cœur de l'éperon est enfoui sous une chape épaisse de roches entièrement rubéfiées épousant le relief rocheux. La pente est de 80° Nord-Est.

Dvma. — Les phyllades verts, bleus et violacés, à petits bancs de grès vert ou gris-bleu, de la base de l'assise, n'ont pas été entamés pour l'élargissement du canal creusé en plaine alluviale dans ce secteur.

Cependant, au Nord du pont routier de Clabecq, on a pu voir à nouveau le flanc Sud, penté à 80° N, d'un synclinal fortement pincé constitué par des phyllades verts et violacés appartenant à la base de l'assise.

II. — ASSISE DE TUBIZE : *Dv2*.

Depuis le pont du chemin de fer jusque peu au-delà du pont routier, la tranchée de Clabecq a été creusée dans des grès feldspathiques, arkoses et phyllades chloriteux, redressés à la verticale, les pentes variant de 80° à 100°. Ces roches appartiennent à la partie supérieure de l'assise de Tubize.

CHAPITRE IV

Synthèse régionale.

L'ensemble important des données nouvelles recueillies à l'occasion des travaux actuels de modernisation du canal de Charleroi à Bruxelles, permet l'élaboration d'une synthèse régionale embrassant tous les domaines de la géologie, de la stratigraphie à la tectonique en passant par la paléogéographie et la sédimentologie, réglant le sort de la trop grande part d'hypothèses proposées jusqu'à ce jour.

L'incidence des faits nouveaux dépasse souvent le cadre régional et modifie les théories classiques.

A. — ÉPOQUE ANTÉ-SILURIENNE.

Les travaux actuels n'ont pas atteint le cœur du Massif du Brabant. Ils n'apprennent rien de plus sur l'assise de Tubize, partie supérieure du Devillien proprement dit, ni sur la partie inférieure de l'assise d'Oisquercq.

La partie supérieure de l'assise d'Oisquercq a été exposée, comme jamais elle ne l'a été, dans sa localité type et à Ittre. Elle s'y présente comme une puissante série monoclinale, renversée à 80° N. Les caractères dominants sont l'absence de plissement du point de vue tectonique, la monotonie des roches du point de vue sédimentaire, l'absence de fossiles mais la présence de pistes et de traces de vie du point de vue paléontologique.

La puissante série sédimentaire individualisée sous le nom d'assise d'Oisquercq semble s'être déposée en continuité sur les roches gréso-phylladeuses à *Oldhamia radiata* qui terminent l'étage Devillien. Tandis qu'en Ardenne, dans le Massif de Rocroi et surtout dans les Hautes-Fagnes, le Revinien débute par des roches noires non concordantes sur les couches chloriteuses à *Oldhamia* du Devillien supérieur, il semble que dans la région du Brabant il n'y ait pas eu de déformation et qu'une sédimentation tranquille se soit poursuivie dans des conditions assez peu modifiées.

L'assise d'Oisquercq s'étant formée pendant que la transgression du Revinien s'effectuait en Ardenne, on l'a notée *Rvm* pour rappeler son âge Revinien en marquant la différence de facies (pour la dernière fois, cartes géologiques 117 et 129, mises en train, 1892) et en notant *Rvn*, l'indice *n* étant supérieur à *m*, les roches noires du Revinien supérieur du Brabant. Les indices *m* et *n* évitaient la confusion avec *Rva*, *Rvb* et *Rvc* de l'Ardenne. Comme dès 1893, la carte géologique fut éditée en supprimant toutes les subdivisions du Revinien, tant *a*, *b*, *c* que *m* et *n*, il parut incongru de confondre sous le sigle et la teinte *Rv*, les roches noires de facies Revinien et les roches vertes, violacées et bigarrées de l'assise d'Oisquercq (... et, à l'époque, de Fumay). En conséquence, l'assise d'Oisquercq fut notée *Dvm* : la teinte et le sigle *Dv* rappelaient que le facies est bien plus proche du Devillien que du Revinien, sans incorporer ces

roches dans le Devillien sous l'indice *Dv3*, l'indice *Dvm* devant suffire à rappeler qu'il s'agit d'une formation postérieure, d'âge Revinien par conséquent. La suppression, lors de l'édition définitive de la carte géologique à la fin du XIXe siècle, des indices *a*, *b*, *c*, du Revinien de l'Ardenne et *m*, *n*, de celui du Babant, a constitué un recul sur les connaissances géologiques antérieures. La transposition du *Rvm* en *Dvm*, pour le sigle et la teinte, a été une erreur, car aujourd'hui de nombreux géologues croient de bonne foi que l'assise d'Oisquercq appartient au Devillien, alors qu'elle s'en écarte nettement par ses phyllades bleuâtres et violacés ainsi que par l'absence d'*Oldhamia*, trace si fréquente dans le Devillien supérieur, et surtout par sa position géométrique en lui étant supérieure.

On se heurte exactement au même problème lorsqu'il s'agit de mettre en parallèle la région tranquille du Shropshire où la continuité sédimentaire a perduré durant le Ludlow, moyen et supérieur, et le Dowtonien, avec l'Ardenne, où des déformations interrompaient la sédimentation au Ludlow inférieur, et causaient la transgression du Gedinnien.

La comparaison lithologique et sédimentologique entre Dowtonien et Gedinnien est rendue précaire par suite des modifications importantes survenues dans les bassins de sédimentation. On se heurte exactement aux mêmes difficultés dans la comparaison entre l'assise d'Oisquercq du Brabant et le Revinien inférieur de l'Ardenne.

C'est pourquoi il convient de ne pas désigner cette assise par le sigle *Rn1*, adopté en Ardenne. Je propose cependant de reprendre le sigle *Rva* pour l'assise d'Oisquercq de façon à éviter toute confusion, et à indiquer une certaine concordance n'atteignant pas le parallélisme.

Ce sont pratiquement les couches terminales de l'assise d'Oisquercq qui butent, à la faille d'Asquempont, contre les couches inférieures de l'Ordovicien.

La sédimentation de l'Ordovicien semble avoir été régulière et continue jusqu'à l'Ashgillien. A cette époque, il semblerait que les couches déposées aient été quelque peu dérangées, sans érosion appréciable, avant et pendant le dépôt de l'Ashgillien.

Le Silurien paraît s'être déposé en concordance sur l'Ashgillien tout au long du pourtour connu du Massif du Brabant.

Nos connaissances concernant les secteurs situés au Nord de Ronquières peuvent être résumées comme ci-après.

	Méridien de Ronquières	Brabant	Ardenne
ORDOVICIEN			
Ashgillien.	tufs volcaniques fossilifères *Sl1c*		
Caradoc.	phyllades noirs à graptolites ... ... *Sl1b'*		discordance
Llandeilo.	phyllades et grès noirâtres à graptolites *Sl1b*		?
Llanvirn.	phyllades noirâtres à graptolites .. .. *Sl1a'*		?
Arenig.	quartzophyllades et grès gris verdâtre *Sl1a*		Salmien supérieur ... ... *Sm2* roches rouges manganésifères
CAMBRIEN.	lacune tectonique	discordance ?	
Trémadoc.		*Sm1b* quartzophyllades plissotés *Sm1b*	
Revinien.		*Sm1a* phyllades et quartzites à *Dictyonema* ... ... *Sm1a* *Rvc* phyllades noirs satinés ... ... *Rn3* *Rvb* quartzites et phyllades noirs . ... *Rn2* phyllades noirs et bigarrés ... *Rn1*	
	Dvm = Rva phyllades verts, violacés et bigarrés.	discordance	
Devillien.	*Dv2* grès feldspathiques et phyllades chloriteux à *Oldhamia*. ... ... *Dv2* *Dv1* quartzites et phyllades avec moins d'*Oldhamia* *Dv1*		

B. — ÉPOQUE SILURIENNE.

La sédimentation des formations siluriennes semble avoir été régulière jusqu'au Lower Ludlow. Le développement excessif pris par ce dernier étage ainsi que ses caractères sédimentologiques font conclure à une subsidence accélérée du flanc Sud du Massif du Brabant, sous l'effet d'une déformation d'ensemble préludant à l'orogenèse calédonienne. La redistribution des masses préparait le « géosynclinal » calédonien au Sud, compensé par un « géoanticlinal » au Nord, exagérant l'ensemble des déformations « épéirogéniques » affectant les formations plus anciennes (fig. 12).

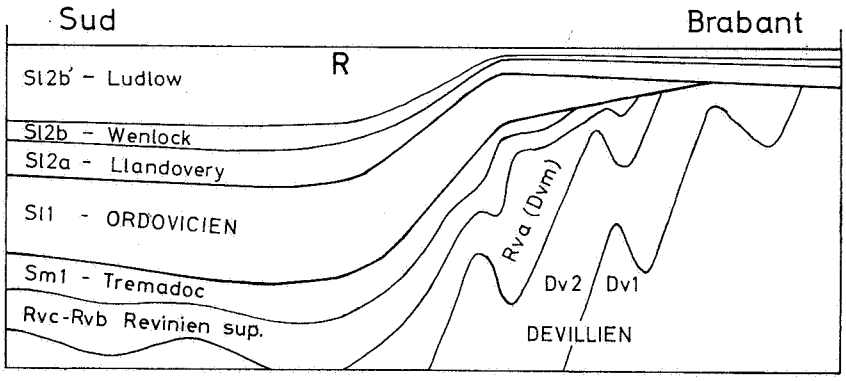


FIG. 12. — Coupe transversale schématique à la fin du Silurien.
En R, position du secteur de Ronquières.
Échelle de l'ordre du 200.000e.

C. — OROGENÈSE CALÉDONIENNE.

Après le dépôt du Lower Ludlow, la transgression gedinienne envahit l'Ardenne jusqu'à l'anticlinal du Condroz, se propageant du Sud vers le Nord. Dans le Massif du Brabant, on admet qu'il y ait lacune sous l'effet du relèvement résultant d'une ondulation d'ensemble causée par une compression Nord-Sud.

Le relèvement du noyau Cambrien du Massif du Brabant s'accélère en déterminant une zone de flexure au raccord du « géosynclinal » silurien. Les couches du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien s'étirent en se redressant à la verticale sous une compression Nord-Sud. Au méridien de Ronquières, le décollement en masse du bassin sédimentaire silurien se réalise dans la masse schisteuse du Llandovery. Le flanc Nord, relevé, se tasse vers le Sud. L'ampleur du plissement est modérée ainsi qu'en témoigne l'analyse des phases successives enregistrées à Ronquières (chap. II, A, IV, p. 34 et fig. 11).

Le pli principal de Ronquières se ferme à 100°, réduisant la longueur interceptée de 4 à 3, avec un gonflement en hauteur de 3 à 4. Le contenu du bassin silurien s'élève donc globalement de trois quarts de kilomètre sous l'afflux de son bord Nord déplacé par gravité (fig. 13) (1).

(1) Un bel exemple de déformation orogénique arrêtée à ce stade est fourni par l'Éodévonien du flanc Sud-Est du Massif Cambrien des Hautes-Fagnes où l'Emsien inférieur a coulé en nappes superposées sur le Siegénien et Gedinnien basculés à 45° (voir carte géologique et coupe annexée, planchette 233, Saint-Vith-Schönberg).

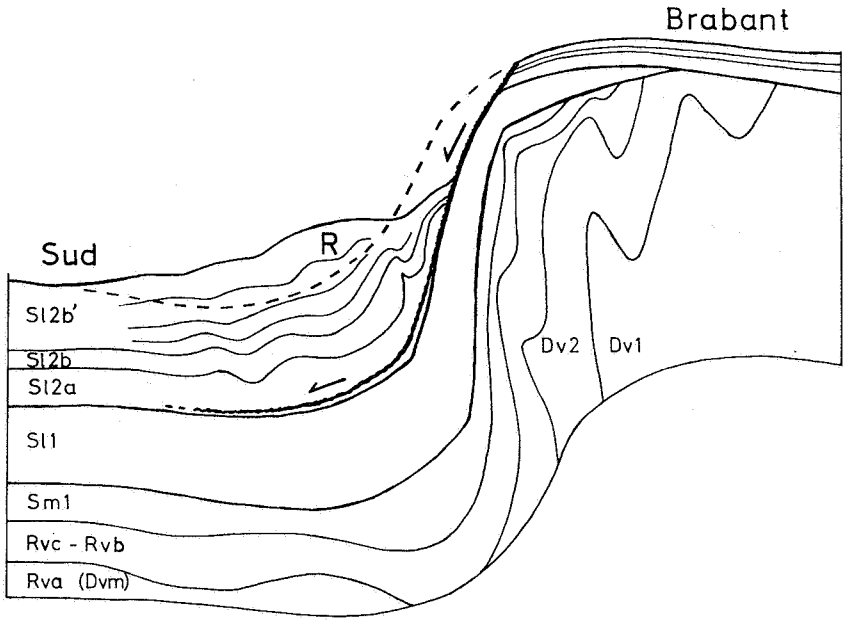


FIG. 13. — Phase initiale du plissement calédonien : formation de la flexure diaclinale d'Asquempont et décollement des masses silurienes soulevées.

En R : position du secteur de Ronquières.

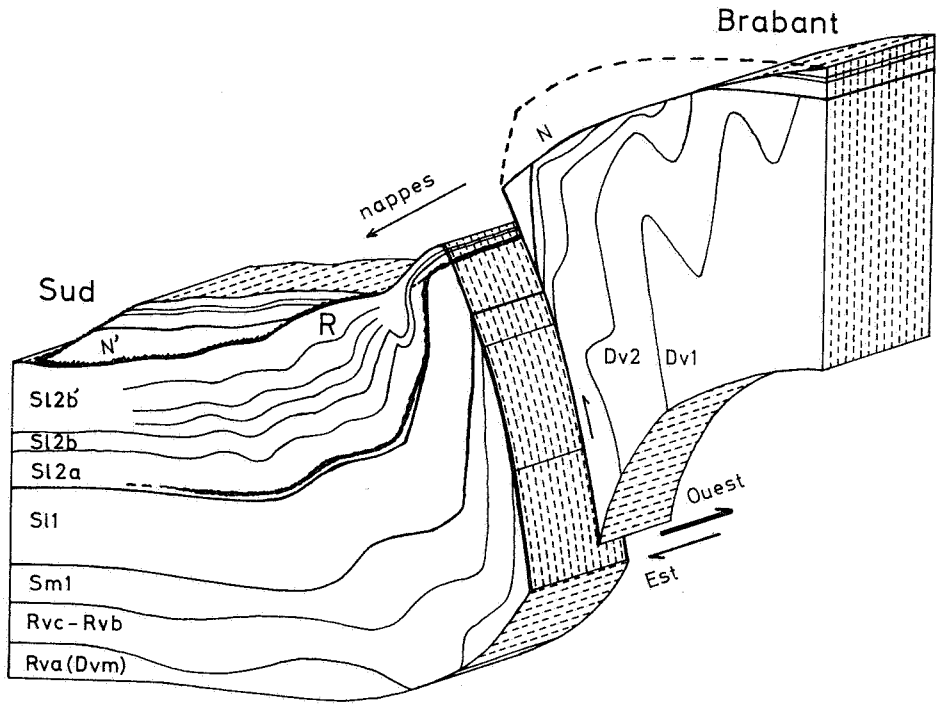


FIG. 14. — Phase de cisaillement en travers.
Rupture de la flexure d'Asquempont et déplacement latéral.

En R : position du secteur de Ronquières.

C'est après cette phase de plissement que le Silurien de Ronquières et l'Ordovicien situé au Nord ont acquis un clivage accusé (pente actuellement en moyenne de 70° vers le NNE). L'exagération des tensions causées par la compression Nord-Sud a engendré, en plus du clivage, de grands cisaillements en travers ayant permis l'adaptation volumétrique sous contrainte des compartiments ainsi délimités. Le chevauchement des massifs septentrionaux sur les massifs méridionaux a absorbé une partie des tensions, mais le mouvement le plus important a été un déplacement relatif des massifs septentrionaux vers l'WNW suivant les surfaces de cisaillement.

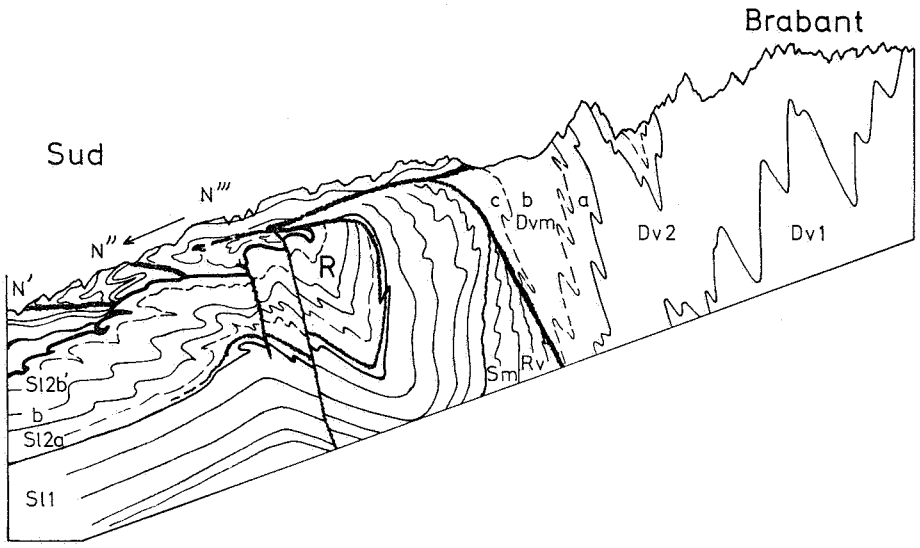


FIG. 15. — Phase finale du plissement calédonien.

Déversement du Silurien et renversement de l'Ordovicien vers le Sud, avec continuation de l'extrusion diapirique du Devillien du Brabant débordant vers le Sud (et l'Ouest dans la région d'Asquempont).

Ce déplacement des masses libérant les tensions en fuyant la région de culmination des efforts (située à l'Est), en fuite latérale bien plus qu'en chevauchement frontal, correspond aux virgations d'E. ARGAND (Tectonique de l'Eurasie, XIIIe Congrès Géologique International, Bruxelles, 1922).

Les dénivellations accusées résultant des déformations avaient causé le décollement des formations supérieures cheminant en nappes vers le Sud. A la suite des ruptures survenues, les nouvelles dénivellations peuvent avoir engendré de nouvelles nappes, arrachées à des parties plus profondes et plus lointaines, s'empilant vers le Sud en repoussant davantage les premières.

Les compartiments désolidarisés de l'ensemble, engendrés par les cisaillements en travers, se sont déboîtés sous la poursuite de la compression Nord-Sud. De nouvelles déformations volumétriques par plissement ont été rendues possibles grâce aux discontinuités survenues.

Cette seconde phase, postérieure au clivage qu'elle déforme, est enregistrée dans le Silurien de Ronquières (chap. II, A, IV, p. 34 et fig. 11). Le pli principal de la partie Aval se pince à 60°, réduisant la longueur initiale de 4 à 2, avec multiplication par 2

de la hauteur initiale dans l'hypothèse où la troisième dimension reste inchangée. Aux adaptations altimétriques près, c'est à cette époque que se terminent les déformations engendrées par l'orogenèse calédonienne telles qu'elles nous apparaissent aujourd'hui.

D. — PHASE DE RÉMISSION.

La contraction Nord-Sud engendrée sous tension s'est réalisée d'abord par flexure, ensuite par cisaillement et enfin par chevauchement tant que les causes orogéniques sont restées agissantes. A la fin de l'orogenèse calédonienne, les tensions ayant causé l'écrasement des masses méridionales par le massif septentrional s'étaient résolues en réalisant un nouvel équilibre.

Ce n'est pas seulement ce nouvel équilibre qui a fait disparaître les tensions, mais c'est surtout la disparition de la cause qui les avait engendrées qui a mis fin à l'orogenèse calédonienne.

L'écorce terrestre retournant partiellement vers son état d'équilibre antérieur, il s'est opéré un réajustement en sens contraire. Les déplacements pelliculaires en nappes sous l'action de la gravité ont été, dans l'ensemble, irréversibles. Le défaut de longueur Nord-Sud réalisé par contraction orogénique a dû être ultérieurement compensé par réajustement sous appel au vide. Les seuls déplacements réversibles ont été : 1° l'annulation de la pente d'ensemble vers le Sud et retour à l'horizontale et 2° la descente des masses septentrionales compensées par la montée relative des masses méridionales, par rejeu des failles de chevauchement en sens contraire.

I. — ANNULATION DE LA PENTE GÉNÉRALE VERS LE SUD.

La reconstitution de la phase intermédiaire de prise de clivage (voir fig. 11, chap. II, A, IV, p. 34) a nécessité un subterfuge : le clivage ne peut s'être produit à la verticale. La pente globale actuelle de 70° vers le Nord heurte également les lois de la mécanique des roches. Le cisaillement des roches s'effectue, suivant la nature de la roche, de 45 à 60° des efforts de compression.

C'est pourquoi il faut admettre que la prise de clivage, lors de l'orogenèse calédonienne, s'est réalisée sur un « talus continental » dont la pente s'écartait, d'environ 20° vers le Sud, de l'horizontale actuelle. Ce « talus continental » résultait de la flexure corticale diaclinale qui avait remonté le « plateau continental » du Brabant à des altitudes kilométriques de cordillère montagneuse, en descendant le « géosynclinal silurien » du Sud à des « profondeurs océaniques » de l'ordre de 4 km (si pas à des profondeurs de « fosses abyssales » de l'ordre de 10 km).

La disposition de la surface de base du Dévonien moyen (actuellement inclinée par des déformations ultérieures), reposant en tous les points connus sur du Silurien supérieur, indique que le basculement introduit par l'orogenèse calédonienne a été presque entièrement compensé par la suite. On peut même préciser que, dans le Bassin de Namur, cette compensation était réalisée avant le dépôt du Couvinien dont l'épaisseur et les facies n'ont pas enregistré cette phase de rémission. Le réajustement postorogénique était donc réalisé à la fin de l'Éo-Dévonien.

II. — RÉÉQUILIBRAGE PAR GRAVITÉ.

La flexure orogénique ne s'est pas annulée uniquement par un basculement angulaire réversible, mais aussi par réadaptation des différents compartiments sous l'action de la gravité. Il semblerait que ce second mode de réajustement, constituant un retour vers l'équilibre antérieur à l'orogenèse, soit postérieur au premier. Il est certainement postérieur dans sa phase finale qui affecte encore le recouvrement dévonien.

En effet, dans la coupe de Ronquières, on constate que les failles suivant lesquelles sont descendus les blocs septentrionaux ou remontés les blocs méridionaux, dénivellent

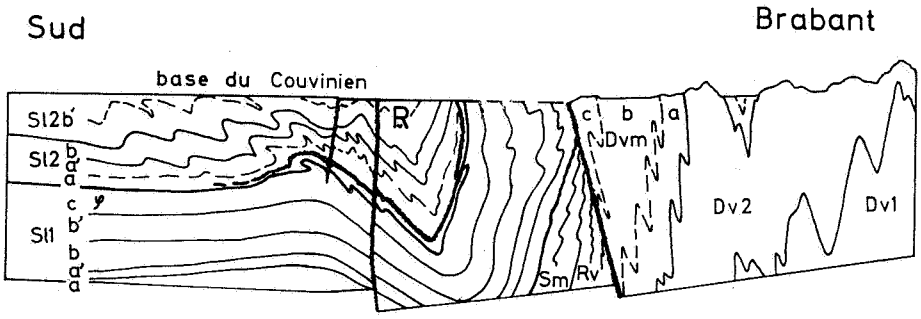


FIG. 16. — Réajustement à la fin de la phase de rémission, lors du dépôt du Couvinien.

de plusieurs mètres la base du Couvinien, d'une part, et que, d'autre part, les déformations inscrites dans la sédimentation du Dévonien moyen sont causées par ce mode de réajustement descendant le Nord en remontant le Sud.

E. — SÉDIMENTATION DÉVONIENNE.

Les déformations intenses causées par l'orogenèse calédonienne ont affecté une région étendue de la surface terrestre. Au Middle Ludlow, le Brabant se soulevait par le jeu du basculement précédant l'orogenèse tandis que l'Ardenne s'enfonçait avec reprise de la sédimentation sur les aires précédemment exondées. L'évolution du bassin sédimentaire de l'Éo-Dévonien en Ardenne a été conditionné par l'orogenèse calédonienne et on doit y retrouver la répercussion des déformations survenues dans le Brabant. Le tableau de la page suivante essaie d'établir une telle corrélation, en se basant sur l'analyse de l'orogenèse calédonienne d'après les données de la méridienne de Ronquières (chap. II, A).

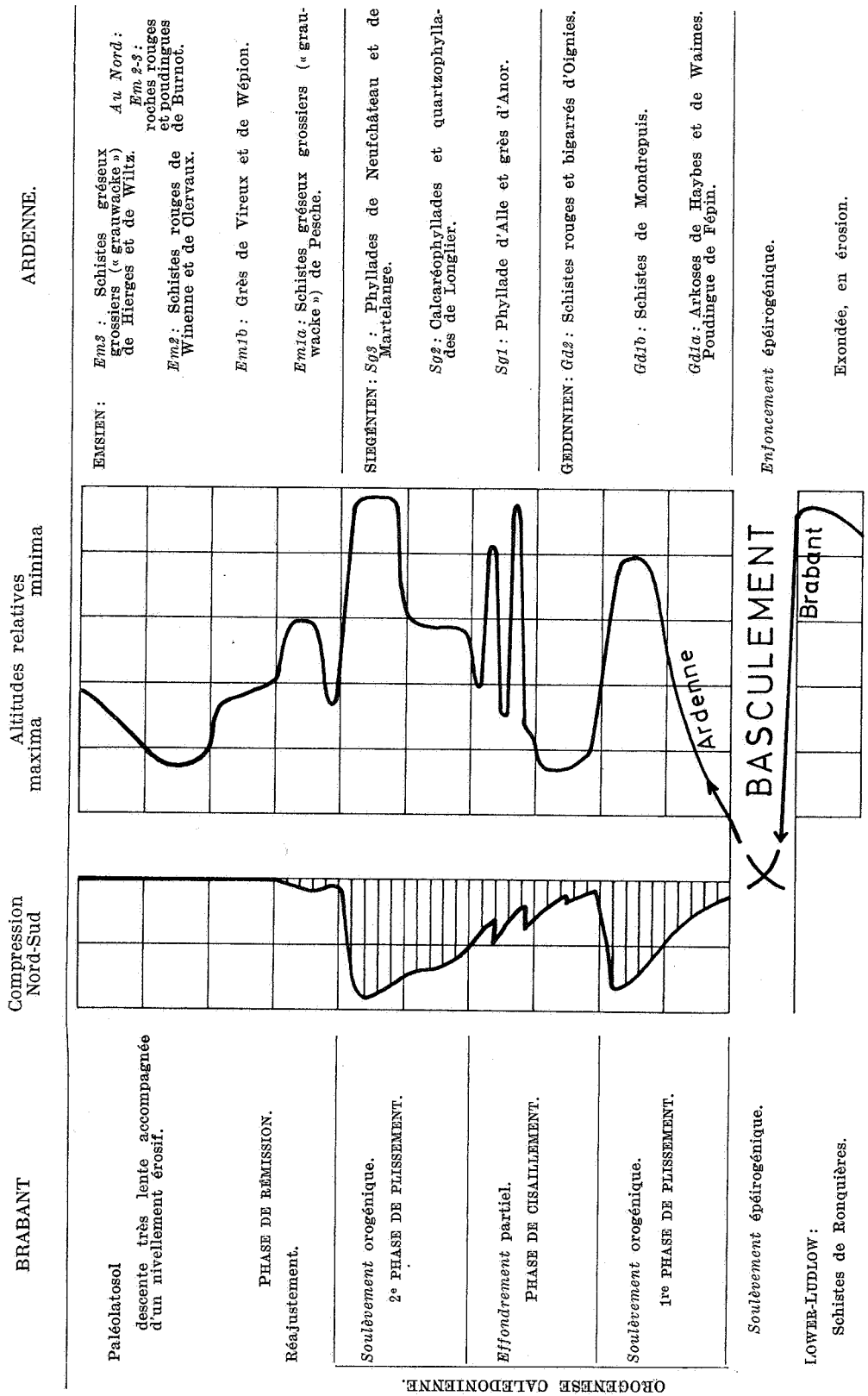

BRABANT
ARDENNE.
Compression Nord-Sud
Altitudes relatives maxima minima
Paléolatosol
descente très lente accompagnée d'un nivellement érosif.
PHASE DE RÉMISSION.
Réajustement.
Soulèvement orogénique.
2e PHASE DE PLISSEMENT.
Effondrement partiel.
PHASE DE CISAILLEMENT.
Soulèvement orogénique.
1re PHASE DE PLISSEMENT.
Soulèvement épéirogénique.
LOWER-LUDLOW :
Schistes de Ronquières.
OROGENESE CALEDONIENNE.
EMSIEN :
Ems : Schistes gréseux grossiers (« grauwacke ») de Hierges et de Wilitz.
Ems2 : Schistes rouges de Winenne et de Olervaux.
Au Nord : Ems 2-3 : roches rouges et poudingues de Burniot.
Em1b : Grès de Vireux et de Wépion.
Em1a : Schistes gréseux grossiers (« grauwacke ») de Pesche.
SIEGENIEN : Sg3 : Phyllades de Neufchâteau et de Martelange.
Sg2 : Calcaréophyllades et quartzophyllades de Longlier.
Sg1 : Phyllade d'Alle et grès d'Anor.
GEDINNIEN : Gd2 : Schistes rouges et bigarrés d'Oignies.
Gd1b : Schistes de Mondrepuis.
Gd1a : Arkoses de Haybes et de Waimes. Poudingue de Fépin.
Enfoncement épéirogénique.
Exondée, en érosion.
Ardenne
BASCULEMENT
Brabant

FIG. 17.

I. — DÉVONIEN MOYEN.

a) Couvinien.

La sédimentation a repris dans les régions aplanies du Massif du Brabant dès le début du second cycle sédimentaire du Dévonien qui constitue le Méso-Dévonien.

C'est une sédimentation continentale ayant enfoui un paléolatosol en voie de concrétionnement latéritique (chap. I, D, III, p. 27). Le *Coa* provient du démantèlement d'un sol rouge dont les limons ont colmaté les dépressions sous l'action conjuguée de l'eau et du vent. La fin de l'érosion et le début de la sédimentation, succèdant à une phase prolongée d'aplanissement et de pédogenèse, impliquent une remontée lente du niveau de base, qu'il s'agisse d'une montée du niveau de la mer ou d'une descente générale du continent post-Calédonien. Des vestiges de sol de végétation indiquent que celle-ci a tenté de s'implanter malgré le climat chaud et relativement peu humide, générateur de sols rouges.

Au *Cob*, il y a eu soit un surcroît de pluviosité dans les régions en cours d'érosion, soit la formation de nouveaux reliefs au Nord du Massif du Brabant, ou assez vraisemblablement les deux, la première cause étant engendrée par la seconde. La prédominance des poudingues implique des conditions d'écoulement rapide si pas torrentiel, le site de Ronquières constituant alors le lit d'un fleuve assez important. L'abondance d'axes végétaux, de largeur centimétrique à décimétrique, charriés avec les sables grossiers presque toujours décolorés par réduction carbonée, indique que le cours amont du fleuve divaguait dans une région couverte de végétation. L'alternance de dépôts rouges et de couches vertes, grises ou décolorées résulte de variations climatiques modifiant la pluviosité et la couverture végétale. Ces variations peuvent refléter les déformations orogéniques survenues à cette époque au Nord du Brabant et qui ont relevé le Massif de Stavelot, causant le déferlement de l'Emsien en nappes vers le Sud-Est dans l'Ardenne orientale et l'Eifel (voir cartes géologiques du canton de Saint-Vith). Le *Cob* se termine par la formation d'un sol rouge avec implantation de la végétation, en climat chaud et humide.

b) Givétien.

Le Givétien inférieur, *Gva*, est formé par une masse argileuse, précédée et suivie de formations sableuses, de teinte gris pâle. La vallée fluviale couvinienne s'est comblée d'abord par quelques mètres de sable gris, parfois mêlé de rouge-gris ou de brun-gris à la base par remaniement local du sol rouge sous-jacent. Les argiles qui surmontent le sable se sont déposées en lac étendu et assez profond, car il s'agit de boues fines déposées en milieu calme à l'abri du ruissellement et de l'agitation. A la fin du *Gva*, le plan d'eau a été rabattu et les derniers dépôts résultent du ruissellement de sable gris mêlé d'axes végétaux, comblant le paysage démergé de façon assez irrégulière en isolant des mares à évaporites carbonatées. Un lacis de chenaux isolait des tertres (donk) et des dorsales (rug) à végétation implantée, dans une région « poldérienne » qui a pu être envahie par la mer, ainsi qu'en témoignent de rares restes coquilliers, de façon locale et très temporaire. Le démergement de l'ancienne région lacustre s'est accompagné d'affaissements de terrain affectant les couches à peine déposées, encore gorgées d'eau en profondeur (voir p. 22 pour l'analyse des données ainsi que la fig. 7).

Le Givétien supérieur, *Gvb*, correspond au retour de conditions désertiques. Le lac asséché a été progressivement comblé par des silts hématitiques tantôt plus sableux, tantôt plus limoneux apportés sporadiquement par ruissellement et remaniés entretemps par le vent. A deux reprises, vers le milieu de la stampe, un regain de pluviosité en amont a permis aux oueds de rouler des galets jusqu'à la plaine d'étalement. Vers la fin du *Gvb*, un troisième poudingue, plus local, semble confiné à un bras d'oued. Le *Gvb* se termine par une érosion régressive éolienne qui redistribue les derniers sables en dunes dispersées sur un tapis résiduaire de galets. L'hiatus sédimentaire est mis en évidence par la formation d'un sol latéritique maillé, au début du stade de concrétionnement, dont le développement est suffisant pour oblitérer, au sommet, toute trace de stratification.

c) Cycle Méso-Dévonien.

L'analyse de la série Méso-Dévonienne de Ronquières permet d'y retrouver toute la succession de conditions paléogéographiques inscrites dans les sédiments des autres régions. La preuve par comparaison est valable par l'accumulation des critères d'équivalence avec les formations datées de façon certaine comme *Coa*, *Cob*, *Gva* et *Gvb*.

Le Méso-Dévonien de Ronquières s'est formé dans des conditions de tranquillité tectonique, comme ailleurs. On peut cependant y déceler, grâce aux microvariations de facies et d'épaisseur, de très faibles réadaptations et tassements du substratum Silurien témoignant des ultimes réajustements qui ont succédé à l'orogenèse calédonienne (par exemple, le basculement vers le Nord du claveau délimité par failles entre les profils 54 et 67).

Le Méso-Dévonien de Ronquières s'individualise par le caractère nettement continental de toutes ses formations, s'écartant en cela de l'alternance de formations continentales et marines connues à Tournai, à Leuze et dans la vallée de l'Orneau, et surtout des formations exclusivement marines de la région méridionale du Bassin de Dinant. Ce caractère continental exclut l'identité lithologique ou paléontologique avec les formations marines des régions méridionales, la faune étant remplacée par de la flore [1]. Ce défaut d'arguments est pallié à suffisance par le fil conducteur de l'évolution paléogéographique régionale. Les oscillations, épéirogéniques ou eustatiques, se sont inscrites dans les sédiments continentaux de Ronquières aussi nettement que dans les formations marines du Bassin de Dinant ou les séries mixtes du Bord Nord du Bassin de Namur.

Les roches rouges du *Gvb* de Ronquières correspondent à celles de l'assise du Mazy dans la vallée de l'Orneau (où il y a déjà des couches marines) et à celles de Tournai et de Leuze où le facies « roche rouge » devient secondaire. Par l'intermédiaire du « Macigno de Roux » de l'anticlinal du Condroz, on aboutit au facies le plus marin, celui de l'assise de Fromelennes (définie par J. Gosselet et pour la microfaune par F. Magne très récemment).

Au *Gva*, la remontée du plan d'eau constatée à Ronquières, correspond au dépôt des calcaires foncés avec *Stringocephalus burtini* entremêlés de couches d'évaporite à anhydrite qui prouvent qu'à Tournai et à Leuze, la sédimentation s'est poursuivie

---

[1] P. Piérart, Découverte de mégaspores et miospores dans le Givétien de Ronquières (Brabant, Belgique). (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles 1964, t. LXXIII, pp. 81-100, 7 pl.)

Note de l'auteur : En l'absence de localisation très précise des échantillons étudiés, il s'agit de Givétien au sens de la carte géologique, couvrant en fait le *Gva* et le *Cob* sans pouvoir préciser le niveau des récoltes de P. Piérart.

à de multiples reprises en bassin clos, isolé du large par des cordons littoraux ou des rides anticlinales. Le *Gva* de Ronquières confirme, et cette remontée du plan d'eau, et la présence d'un obstacle méridional à l'avancée de la mer.

Face aux discussions souvent passionnées où se sont affrontés les partisans soit de la présence, soit de l'absence du Couvinien au Bord Nord du Bassin de Namur, il y a un ensemble imposant de données nouvelles apportées successivement par les sondages de Tournai et de Leuze, les études de Ronquières et même par le sondage de Booischot en Campine. La subdivision du Couvinien en deux assises est aussi

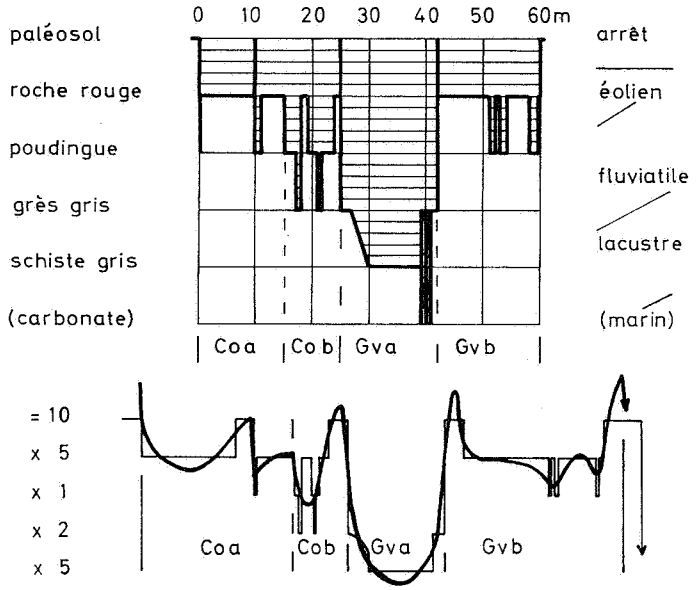


FIG. 18. — Cycle Méso-Dévonien dans le Brabant.

En haut : histogramme sédimentaire schématique.

En bas : schéma indicatif de la durée relative des différentes phases.

marquée à Tournai qu'à Ronquières : poudingues *Cob* épais respectivement de 33 et de 10 m, sur roches rouges épaisses de 23 et de 15 m. Par l'intermédiaire du poudingue de Naninne au Sud du Bassin de Namur, on retrouve dans le Bassin de Dinant la superposition du poudingue de Tailfer sur les schistes rouges de Rouillon, en milieu presque aussi continental. Malheureusement, le Couvinien est défini à Couvin dans la région la plus méridionale du Bassin de Dinant où il est franchement marin. Une faune marine aussi parfaitement étudiée soit-elle ne permet aucune comparaison avec une flore continentale. Si un étage est défini nécessairement par la faune de son *locus typicus*, il n'y a évidemment de Couvinien que dans le Sud du Bassin de Dinant et il faut créer un nouveau nom pour la série continentale qui se rencontre ailleurs : au Nord et à l'Est du Bassin de Dinant, au Sud et au Nord du Bassin de Namur ainsi qu'au Sud de la Campine. L'absence du critère de comparaison paléontologique avec le *locus typicus*, choisi dans le facies le plus écarté de la norme, ne doit créer aucun complexe. C'est pourquoi, en l'absence d'une nouvelle définition plus appropriée de l'étage inférieur du Méso-Dévonien, il convient de suivre la tradition en appelant Couvinien la série

continentale inférieure (plutôt qu'Eifélien, moins bien défini) qui s'est déposée en même temps que le Couvinien de Couvin, après l'Emsien et avant le Givétien.

Le cycle mésodévonien en Brabant est illustré par la figure 18. L'histogramme supérieur reproduit schématiquement les variations sédimentaires de ce cycle. Les arrêts de sédimentation et les redistributions éoliennes ne permettent pas d'apprécier à sa juste valeur la durée de chacune des phases de ce cycle sédimentaire en milieu continental. La partie inférieure de la figure 18 est une esquisse schématique de ce que pourrait être la durée des phases respectives si on pouvait établir un rapport valable entre la nature du sédiment et la durée de son dépôt, en tenant compte de la compaction des boues primitives lors de la lapidification. Dans le schéma présenté, le facteur attribué aux roches rouges semble exagéré et il n'a pas fallu, pour déposer du limon rouge ultérieurement compacté à 1 m, cinq fois plus de temps que pour 1 m de poudingue; la formation des roches rouges à l'état meuble semble avoit été plus rapide que celle des grès fluviatiles, malgré leur finesse. D'autre part, l'attribution du facteur 5 aux schistes du *Gva* est très insuffisante malgré qu'ils soient à peine plus fins que les roches rouges; il faudrait un facteur bien supérieur à 20 pour rétablir à sa juste valeur la durée du *Gva* telle qu'elle est déduite des données de Tournai et de Leuze, et des régions d'affleurement. Ce schéma a cependant l'avantage de réduire à sa juste valeur la phase des dépôts grossiers du *Cob*. Certains, anciennement, avaient voulu faire débuter le Couvinien, et donc le Méso-Dévonien, à cette assise de poudingue en rejetant dans l'Emsien les schistes rouges de Rouillon et de Winenne. Le site de Ronquières (après Tournai) apporte un argument majeur aux tenants de l'autre thèse : la transgression méso-dévonienne débute bien avec les couches rouges du *Coa* tandis que les poudingues *Cob* ne sont qu'un épisode ultérieur (provoqué par les déformations plus accusées survenues au Nord du Brabant et de l'Eifel). En conclusion, ce schéma purement indicatif élaboré à partir des seules données de Ronquières doit être corrigé en fonction d'autres données qu'il n'y a pas lieu de développer ici.

II. — DÉVONIEN SUPÉRIEUR.

Le Dévonien supérieur débute par la transgression marine généralisée de la base du Frasnien. La mer s'était retirée au Sud à la fin du *Gvb* et un sol de végétation s'était implanté sur la plaine basse située au Nord, nivelée et rehaussée par les dépôts continentaux après colmatage des étangs et lagons.

Cette transgression a été rapide mais tranquille (comme celle de l'Yprésien sur le Landénien, par exemple). On retrouve à Ronquières les couches macignoteuses et grumeleuses si typiques de la base de la transgression frasnienne, avec leur épaisseur absolument normale de 10 m (chap. I, D, I, *b*). Qu'il y ait eu descente du continent Ardenne-Brabant ou montée eustatique du niveau de la mer, peu importe : le mouvement relatif s'est effectué uniquement suivant la verticale sans la moindre obliquité du continent envahi.

Après le dépôt des schistes *Fr1a*, on retrouve à Ronquières le biostrome à *Phacellophyllum* de la dolomie *Fr1b*, connu au même niveau dans toute l'étendue des Bassins de Namur et de Dinant (*Frb* auctorum; *F2 c.d.* de E. Maillieux), puis les schistes *Fr1c*, avant d'atteindre les calcaires noduleux de l'assise de Rhisnes, *Fr2*. Ici s'arrêtent les données nouvelles.

Les travaux du Canal de Charleroi à Bruxelles n'ont plus atteint les terrains paléozoïques situés plus au Sud. Pour poursuivre la synthèse régionale, il faut faire

appel aux connaissances acquises antérieurement en les complétant par les faits révélés par les sondages de Leuze et de Tournai. Cet ensemble de données est interprété schématiquement par la figure 19.

Les stampes du Dévonien et du Tournaisien s'amplifient très rapidement vers le Sud. D'autre part, l'avancée du Dévonien vers le Nord entre Ronquières et Sart-Dames-Avelines telle que l'illustre assez fidèlement la carte géologique, résulte de

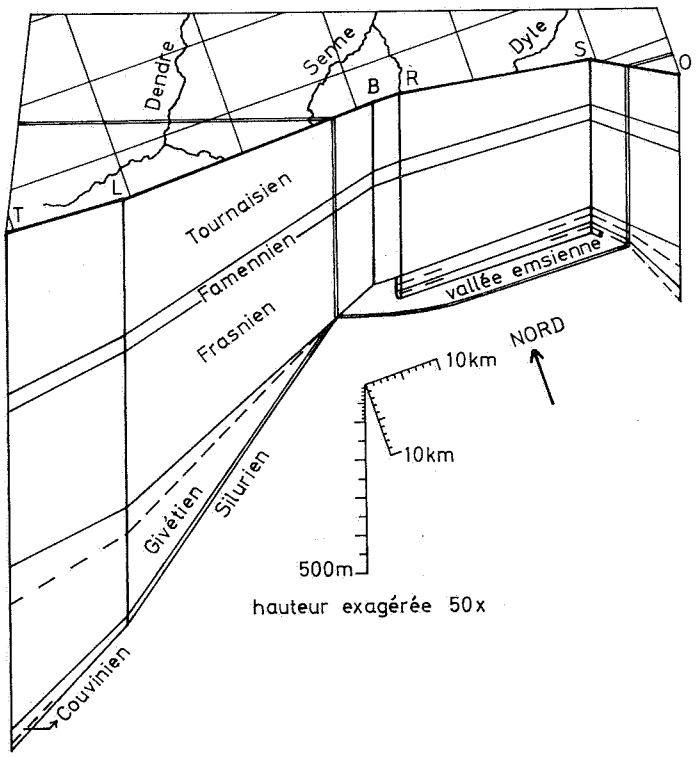


FIG. 19. — Stampes du Dévonien et du Tournaisien, présentées en coupe reconstituée à la fin du Tournaisien, d'après les données de Tournai (T), Leuze (L), Braine-le-Comte (B), Ronquières (R), Sart-Dames-Avelines (S) et de la vallée de l'Orneau (O).

l'intersection d'une vallée fossile par la surface topographique au sommet du socle paléozoïque. Le flanc occidental de cette vallée fossile est très raide et est recoupé très peu en oblique par la vallée actuelle de la Sennette. Il semble associé à une faille qui a rejoué de quelques dizaines de mètres au Crétacé et de quelques mètres à l'Éocène, en descendant le compartiment oriental non pas par cisaillement tranché mais par flexure assez brutale. Le flanc oriental de la vallée emsienne paraît relevé en pente très douce d'après les indications de la carte géologique.

C'est l'existence de cette vallée fluviatile, antérieure au Méso-Dévonien, qui a occasionné un colmatage continental durant le Couvinien et le Givétien au cours de l'enfoncement lent du continent brabançon. La transgression frasnienne a submergé cette vallée comblée par 60 m de dépôts méso-dévoniens. A Braine-le-Comte, la dolomie

Fr1b repose presque directement sur le Silurien aux verreries situées au Sud de la gare alors que les puits des ateliers situés au Nord de la gare ont atteint directement le Silurien. Peu au Nord-Ouest de la halte de Combreuil sur la rive gauche de la Sennette au Sud de Ronquières, le *Fr1a* repose directement sur le Silurien rubéfié. Lors de la transgression frasnienne, le fond de la vallée emsienne avait donc encore une profondeur de 60 m sous la surface d'abrasion marine; quelle était sa profondeur dans le relief environnant au Givétien, ou au Couvinien ? Il n'y a apparemment pas de réponse à cette question. Cependant à l'Ouest de Braine-le-Comte, à Horrues puis

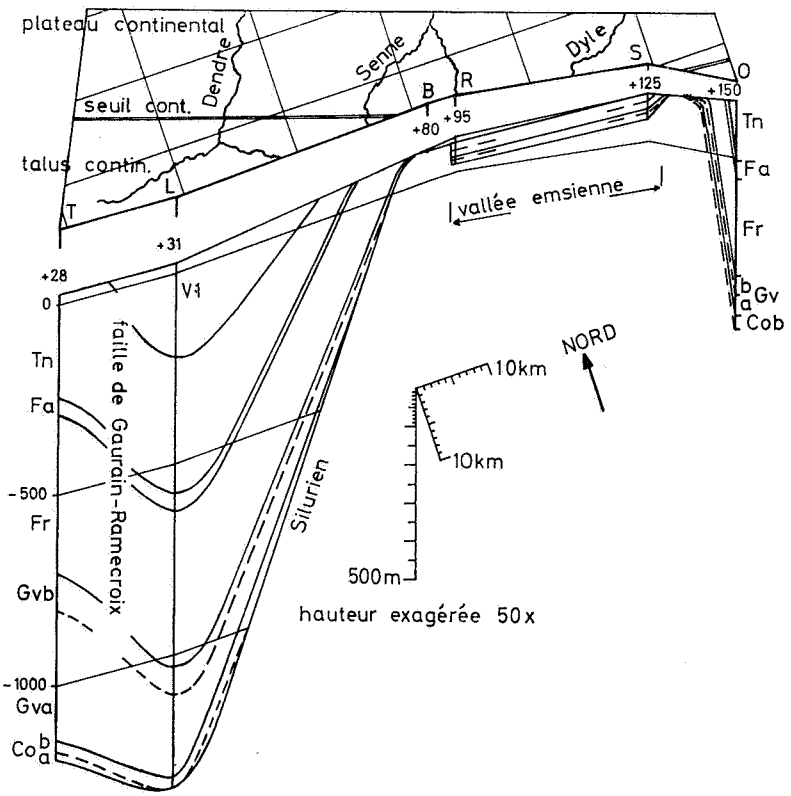


FIG. 20. — Structure actuelle de la même région.

Le seuil méridional du plateau continental brabançon est remonté au niveau exact occupé après l'orogenèse calédonienne.

Le talus continental a enregistré une déformation sigmoïde enfonçant le synclinal de Roubaix-Leuze et remontant l'anticlinal du Mélantois-Tournaisis.

Plus au Sud, la pente s'accentue jusqu'à la fosse du Bassin de Namur.

à Lanquesaint, la base du Frasnien repose sur une assez faible épaisseur de poudingue méso-dévonien, tandis qu'à l'Est de Sart-Dames-Avelines, le Givétien marin de la vallée de l'Orneau indique la grande proximité de la mer. Aussi peut-on penser que ces 60 m représentent l'ordre de grandeur de la profondeur de la vallée emsienne au début du Couvinien et que la transgression frasnienne n'a fait que submerger un continent déjà aplani. Cette déduction amène l'hypothèse d'une origine tectonique pour cette

vallée en demi-graben. Cette dénivellation engendrée dans la pénéplaine réalisée à la fin de l'Emsien s'intègre parfaitement dans le cadre des mouvements violents enregistrés à cette époque au Nord de l'Eifel (et en Campine, à Booischot).

F. — FLEXURE PRÉHERCYNIENNE.

La figure 19 représente les stampes du Dévonien et du Tournaisien sous forme de coupe géologique restituée à la fin de cette époque. La figure 20 représente la coupe actuelle telle qu'elle résulte de l'orogenèse hercynienne.

Plus au Sud, il s'est encore déposé par la suite 2.000 m de Viséen et plus de 4.000 m de Terrain Houiller. Plus au Sud certes, mais pas à Ronquières. En effet, l'état d'induration des argilites frasniennes et givétiennes, qui sont loin d'atteindre la compaction des schistes houillers, exclut de façon catégorique leur enfouissement sous

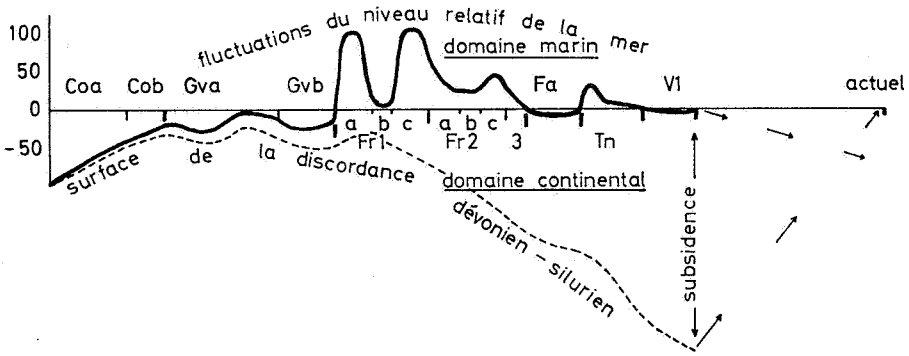


FIG. 21. — Fluctuation du niveau de la mer au cours des temps, enregistrée dans les roches primaires du site de Ronquières.
En tireté, profondeur d'enfouissement du contact Dévonien-Silurien sous les sédiments accumulés, aujourd'hui érodés.
En trait gras, altitude du niveau de la mer par rapport à la surface des dépôts, tantôt accumulés, tantôt érodés. Le niveau actuel de la mer est situé à 90 m sous la surface du Primaire à Ronquières. Au Frasnien, la faune récifale abondante exclut une grande hauteur d'eau. Au Couvinien, les plateaux encadrant la vallée de Ronquières devaient la dominer de plus de 60 m, le fond de la vallée étant lui-même nettement au-dessus du niveau de la mer.

une telle charge sédimentaire. L'absence de tout clivage et même de schistosité prouve qu'il ne peut y avoir eu que quelques centaines de mètres de couverture postérieure.

Ce fait, joint à la forte augmentation des stampes en direction du Sud, fait conclure à la permanence d'un haut fond à l'aplomb du Massif du Brabant. Ce haut fond, alternativement recouvert puis décapé, a oscillé tout au plus de quelques centaines de mètres depuis l'époque calédonienne jusqu'à nos jours (fig. 21). Il est vraisemblable qu'à l'aplomb de Ronquières le Famennien et le Viséen aient partiellement érodé les couches antérieures.

L'accroissement de 6 km de dépôts carboniériens en direction du Bassin de Namur, soit à une trentaine de kilomètres au Sud, implique une déformation importante du

substratum Silurien. Le Massif du Brabant oscillant pratiquement sur place, il s'est créé une flexure pentée à 20 % sous le bord Nord du Bassin de Namur, avant l'orogenèse hercynienne qui a débuté à la fin du Westphalien (fig. 22). L'intersection du Méso-Dévonien par la surface topographique coïncide avec la ligne de rivage de cette époque. La flexure débutait à cette ligne de rivage et la ligne Ronquières — Sart-Dames-Avelines est à peine en retrait par rapport au front de mer (voir aussi fig. 19 et 20).

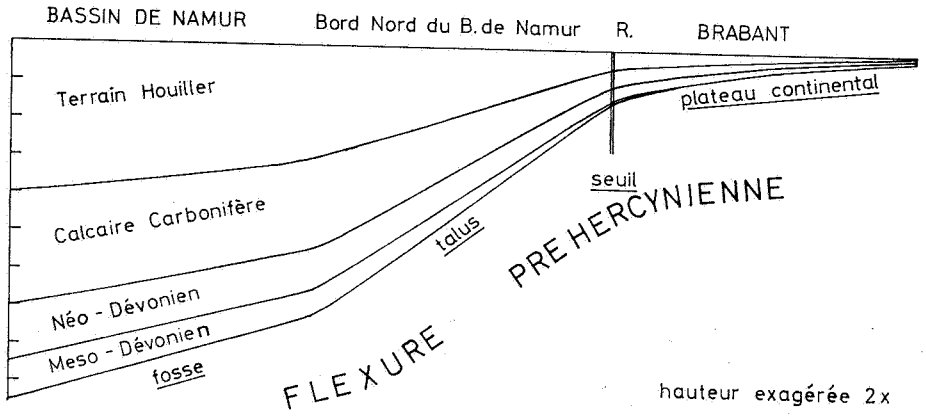


FIG. 22. — Flexure préhercynienne. En R, Ronquières.

La flexure précalédonienne de la figure 12 était située à quelques kilomètres au Nord. La flexure préhercynienne lui est identique d'allures mais intéresse les formations Dévono-Carbonifère. A quelle profondeur est englouti le socle Cambrien sous le Bassin de Namur ?

Ces déformations se sont produites sous un enfouissement permanent de sédiments. En l'absence de sédiments, le Massif du Brabant aurait constitué un « plateau continental », le flanc Nord du Bassin de Namur aurait constitué un « talus continental » penté à 20 %, tandis que le fond du Bassin de Namur aurait constitué une « fosse bordière » sous le niveau moyen des « fonds océaniques ».

En extrapolant les données acquises, la subsidence du Bassin de Namur a débuté dès le début du Méso-Dévonien en se poursuivant de façon accélérée jusqu'à la fin du Westphalien. Cette subsidence a été comblée par apports sédimentaires dont le poids croissant a contribué à l'accélérer jusqu'à l'orogenèse hercynienne.

Cette orogenèse a libéré les tensions accumulées en basculant les terrains dans leur état actuel, au Sud de ce qui avait été la flexure préhercynienne. Elle a également soudé au bouclier continental ce qui, en l'absence de sédiments, aurait constitué des « fonds océaniques » avec « fosses bordières » durant l'intervalle de temps entre les orogenèses calédonienne et hercynienne.

A verser au dossier des adeptes de la permanence des océans dans leurs formes actuelles ! La surcharge sédimentaire comblant les « fonds océaniques », n'est-elle pas cause suffisante d'orogenèse lorsque le seuil de la déformation élastique est franchi ?

R. LEGRAND, 29 juillet 1966.
SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE.

ILLUSTRATIONS

(Toutes les photographies sont à l'échelle réelle.)

Pages

FIG. 1. — Dolomie récifale *Fr1b* ... 12
FIG. 2. — Paléosol à la base du *Fr1a* ... 14
FIG. 3. — Détail des couches de la base du Frasnien ... 16
FIG. 4. — Latosol au sommet du *Gvb* ... 18
FIG. 5. — Macigno avec traces végétales et perforations radiculaires vers le sommet du *Gva* ... 18
FIG. 6. — Sol de végétation vert et rouge dans le *Coa* ... 24
FIG. 7. — Variation des stampes du Dévonien moyen ... 26
FIG. 8. — Paléolatosol antécouvinien sur *Sl2b'* ... 28
FIG. 9. — Altération noduleuse quaternaire du *Sl2b'* ... 28
FIG. 10. — Clivage et stratification du Silurien sous la Tête Amont ... 33
FIG. 11. — Décomposition du plissement calédonien ... 34
FIG. 12. — Coupe transversale schématique à la fin du Silurien ... 45
FIG. 13. — Phase initiale du plissement calédonien ... 46
FIG. 14. — Phase de cisaillement ... 46
FIG. 15. — Phase finale du plissement ... 47
FIG. 16. — Phase de rémission ... 49
FIG. 17. — Orogenèse calédonienne en Brabant et Éo-Dévonien en Ardenne ... 50
FIG. 18. — Cycle Méso-Dévonien dans le Brabant ... 53
FIG. 19. — Stampe du Dévonien et Tournaisien ... 55
FIG. 20. — La même coupe, après l'orogenèse hercynienne, dans l'état actuel ... 56
FIG. 21. — Fluctuations altimétriques du haut fond de Ronquières ... 57
FIG. 22. — Flexure hercynienne ... 58

HORS TEXTE.

PLANCHE 1. — Géologie régionale; plan de situation, carte et coupe géologique au 50.000e.

PLANCHE 2. — Coupe géologique axiale du secteur de Ronquières.

PLANCHE 3. — Coupes sériées sous la partie Amont.

PLANCHE 4. — Relevé géologique de la tranchée du Plan Incliné.

ANNEXE

Échelle stratigraphique à Ronquières (et au Sud).

DÉVONIEN (400 m).

DÉVONIEN SUPÉRIEUR (340 m).

Famennien ... ... (40 m)

Frasnien . ... (300 m)

Fr3 : assise de Franc-Waret ... ... (30 m)

Fr2 : assise de Rhisnes . ... (160 m)

c : calcaire noduleux de Falnuée . ... ?

b : calcaire compact de Golzinne ... ... > 25 m

a : calcaire noduleux de Rhisnes ... ... 35 m

Fr1 : assise de Bovesse . ... 110 m

c : argilite supérieure ... ... 45 m

b : dolomie à *Phacellophyllum* ... ... 40 m

a : « schistes » de Bossière ... ... 25 m

DÉVONIEN MOYEN (60 m).

Givétien . ... 35 m

Gvb : roches rouges du Mazy ... ... 18 m

Gva : schistes et grès gris à végétaux ... ... 17 m

Couvinien ... ... 25 m

Cob : complexe de poudingues . ... atteignant : 10 m

Coa : roches rouges inférieures . ... atteignant : 15 m

Lacune du DÉVONIEN INFÉRIEUR
(Emsien, Siegénien, Gedinnien).
Paléolatosol développé sur le Silurien ... ... atteignant : 7 m

SILURIEN supérieur.

Lower LUDLOW — *Sl2b'* ... ... exposé sur : 500 m

MÉMOIRES POUR SERVIR À L'EXPLICATION DES CARTES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES DE LA BELGIQUE.

N° 1. — J.-M. GRAULICH. La faille eifelienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le bassin houiller de Liège, 1955, 31 p., 4 pl. — **Prix : 150 F.**

N° 2. — J.-M. GRAULICH. Le sondage de Wépion, 1961, 102 p., 9 pl. — **Prix : 300 F.**

N° 3. — J.-M. GRAULICH et J.-L. KOENIGSFELD. Étude géomagnétique de la partie méridionale du Massif devillien de Grand-Halleux (Massif de Stavelot), 1962, 72 p., 3 pl. — **Prix : 150 F.**

N° 4. — F. CORIN. Atlas des roches éruptives de Belgique, 1965, 190 p., 21+111 pl. — **Prix : 300 F.**

N° 5. — J. BOUCKAERT and W. ZIEGLER. Conodont stratigraphy of the Famennian stage (Upper Devonian in Belgium) with a study on petrography by J. Thorez, 1965, 62 p., 10 pl. — **Prix : 200 F.**

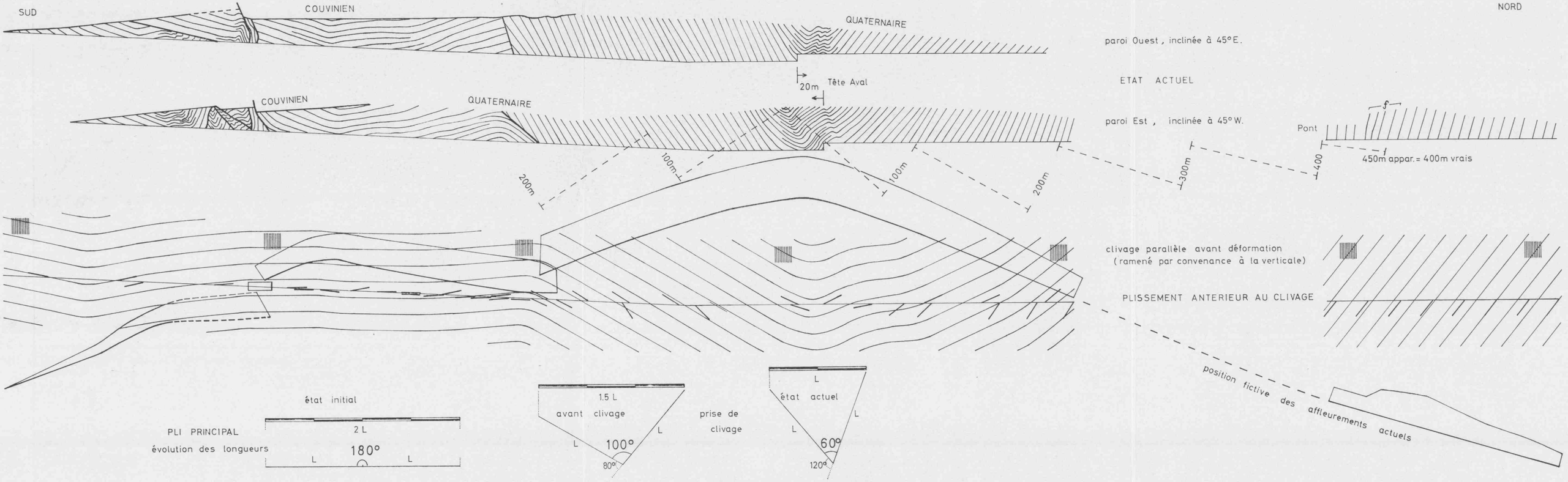
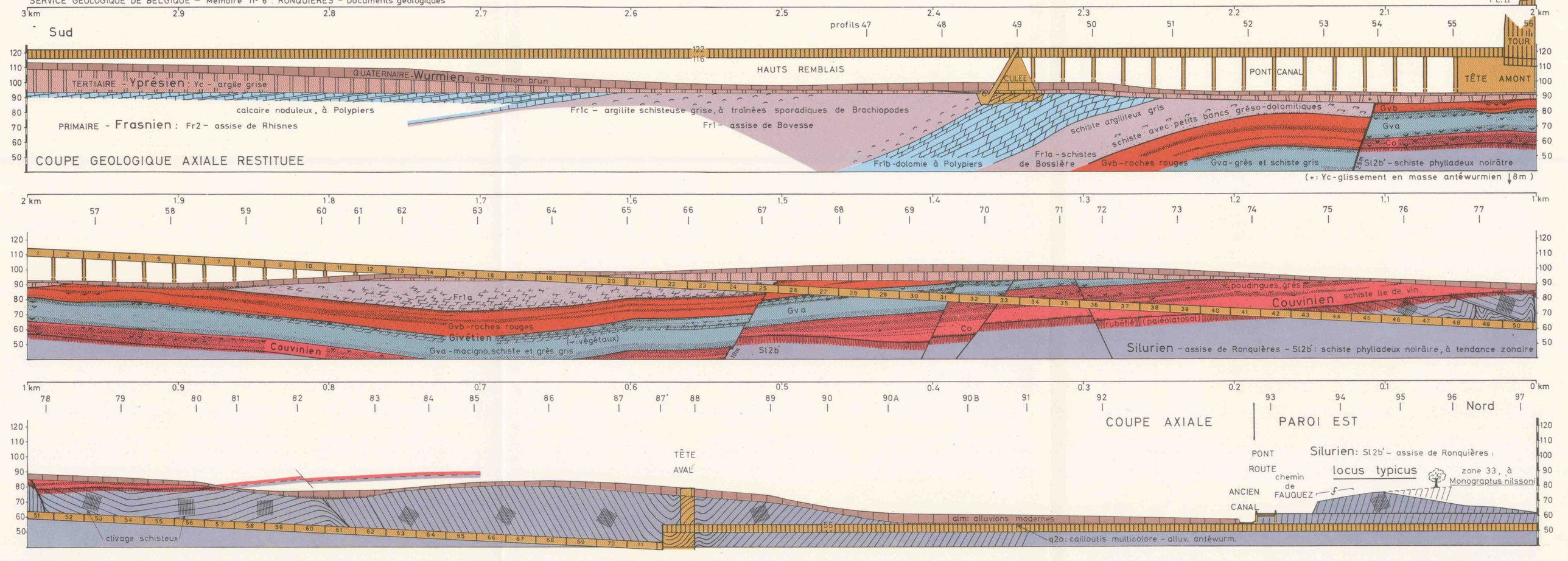


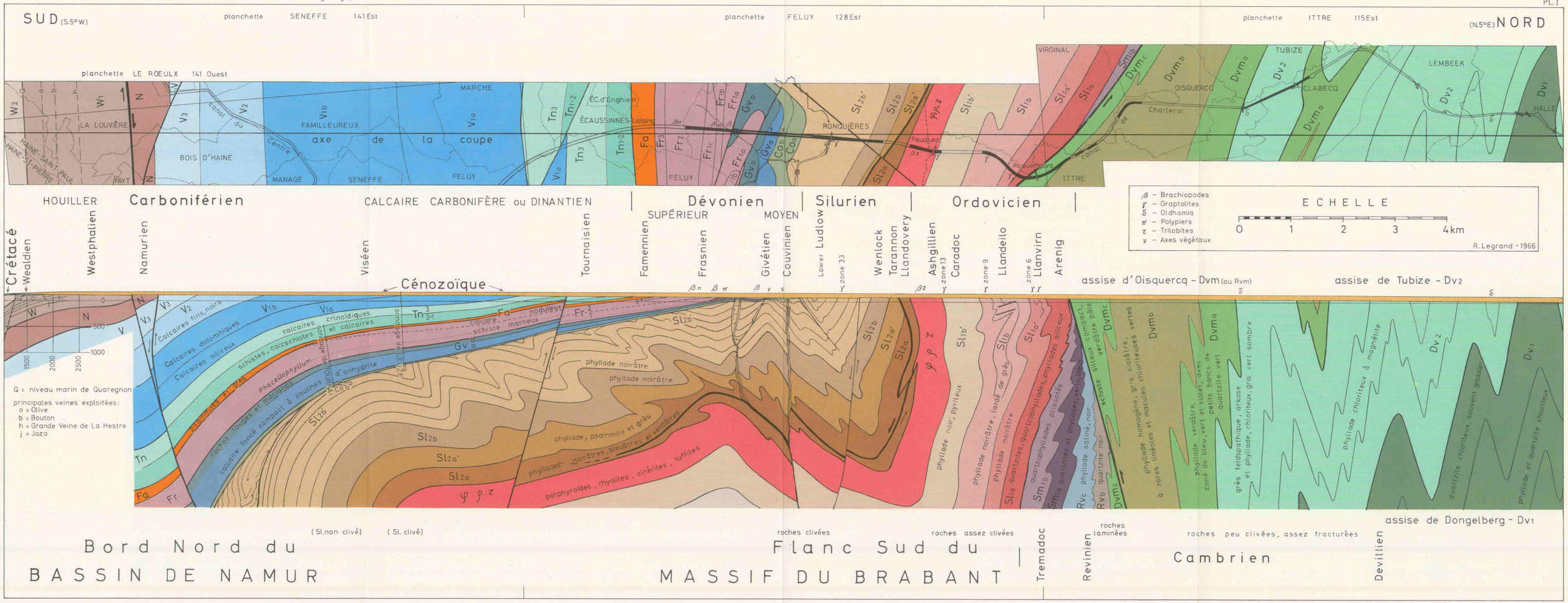
FIG. 11. — Décomposition du plissement « Calédonien ».

Au-dessus : coupes des affleurements, pentés à 45°, faisant un angle de 10° en moyenne, localement de 20°, avec la direction des couches, d'où le décalage moyen d'environ 20 m. Le synclinal de la Tête d'Aval s'ennoie à 20°W.

Au milieu : projection, sur la même base de référence, des inclinaisons acquises avant clivage, d'une part, et, d'autre part, position des surfaces d'affleurements avant que le plissement ultérieur les ait amenés à l'horizontale actuelle. Les longueurs sont à corriger en fonction des pentes (à porter de 2 à 3 dans la grande structure synclinale).

Au bas : évolution des dimensions en cours de plissement. Pour le pli principal à volume conservé où $z=1$, on aurait $h=2$ et $l=1$ actuellement; $h=4/3$ et $l=3/2$ avant le clivage et $h=1$ et $l=2$ avant toute déformation.


Sud
Nord
profils 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56
TOUR
HAUTS REMBLAIS
CULEE
PONT CANAL
TÊTE AMONT
QUATERNAIRE - Wurmien : q3m - limon brun
TERTIAIRE - Yprésien : Yc - argile grise
calcaire noduleux, à Polypiers
PRIMAIRE - Frasnien : Fr2 - assise de Rhisnes
Fr1c - argilite schisteuse grise, à traînées sporadiques de Brachiopodes
Fr1 - assise de Bovesse
Fr1b - dolomie à Polypiers
Fr1a - schistes de Bossière
schiste argiliteux gris
schiste avec petits bancs gréso-dolomitiques
Gvb - roches rouges
Gva - grès et schiste gris
Gvb
Gva
Co
Sl2b' - schiste phylladeux noirâtre
(+ : Yc - glissement en masse antéwurmien ↓8m)
COUPE GEOLOGIQUE AXIALE RESTITUEE
Fr1a
Gvb - roches rouges
Givétien
(~ : végétaux)
Gva - macigno, schiste et grès gris
Couvinien
Gva
Co
Sl2b
poudingues, grès
Couvinien
schiste lie de vin
rubéfié (paléolatosol)
Silurien - assise de Ronquières - Sl2b' : schiste phylladeux noirâtre, à tendance zonaire
COUPE AXIALE
PAROI EST
TÊTE AVAL
PONT ROUTE
ANCIEN CANAL
chemin de FAUQUEZ
Silurien : Sl2b' - assise de Ronquières :
locus typicus
zone 33, à Monograptus nilssoni
alm : alluvions modernes
q2o : cailloutis multicolore - alluv. antéwurm.
clivage schisteux


SUD (S.5°W)
planchette SENEFFE 141 Est
planchette FELUY 128 Est
planchette ITTRE 115 Est
(N.5°E) NORD
planchette LE ROEULX 141 Ouest
LA LOUVIÈRE
HAINE-SAINT-PAUL
HAINE-ST-PIERRE
FAYT
BOIS D'HAINE
MANAGE
SENEFFE
FELUY
MARCHE
axe de la coupe
FAMILLEUREUX
Canal du Centre
ÉCAUSSINNES-Lalaing
ÉC. d'Enghien
RONQUIÈRES
Fauquez
Asquempont
ITTRE
VIRGINAL
TUBIZE
CLABECQ
OISQUERCQ
Charleroi
LEMBEEK
HALLE
Canal de Charleroi
HOUILLER
Carbonifèrien
CALCAIRE CARBONIFÈRE ou DINANTIEN
Dévonien
SUPÉRIEUR
MOYEN
Silurien
Ordovicien
Crétacé
Wealdien
Westphalien
Namurien
Viséen
Tournaisien
Famennien
Frasnien
Givétien
Couvinien
Lower Ludlow
zone 33
Wenlock
Tarannon
Llandovery
Ashgillien
zone 13
Caradoc
zone 9
Llandeilo
zone 6
Llanvirn
Arenig
Cénozoïque
assise d'Oisquercq - Dvm (ou Rvm)
assise de Tubize - Dv2
assise de Dongelberg - Dv1
β – Brachiopodes
γ – Graptolites
δ – Oldhamia
π – Polypiers
τ – Trilobites
ν – Axes végétaux
ECHELLE
0 1 2 3 4km
R. Legrand - 1966
Q = niveau marin de Quaregnon
principales veines exploitées:
o = Olive
b = Bouton
h = Grande Veine de La Hestre
j = Jozo
Calcaires fins, noirs
Calcaires dolomitiques
Calcaires siliceux
schistes, calcschistes
calcaires crinoïdiques et calcaires
Phacellophyllum
Psammites et grès
roches rouges et macignos
calcaire foncé compact à couches d'anhydrite
calcaire schiste marneux
noduleux
phyllade noirâtre
phyllade noirâtre
phyllade, psammite et grès
phyllades noirâtres, bleuâtres et verdâtres
porphyroïdes, rhyolites, cinérites, tuffites
phyllade noir, pyriteux
phyllade noirâtre, tarade de grès
phyllade noirâtre
quartzites, quartzophyllades, phyllades siliceux
quartzophyllades plissotés
quartzites et phyllades verdâtres
schiste satiné, noir
quartzite noir
phyllade homogène, gris violâtre, à rares linéoles et macules chloriteuses vertes
phyllade verdâtre, zoné de bleu, vert et violet, avec de petits bancs de quartzite vert
grès feldspathique, arkose et phyllade, chloriteux, gris vert sombre
phyllade chloriteux à magnétite
quartzite chloriteux, souvent gossis
phyllade et quartzite chloriteux
(Sl. non clivé)
(Sl. clivé)
roches clivées
roches assez clivées
roches laminées
roches peu clivées, assez fracturées
Bord Nord du BASSIN DE NAMUR
Flanc Sud du MASSIF DU BRABANT
Tremadoc
Revinien
Cambrien
Devillien

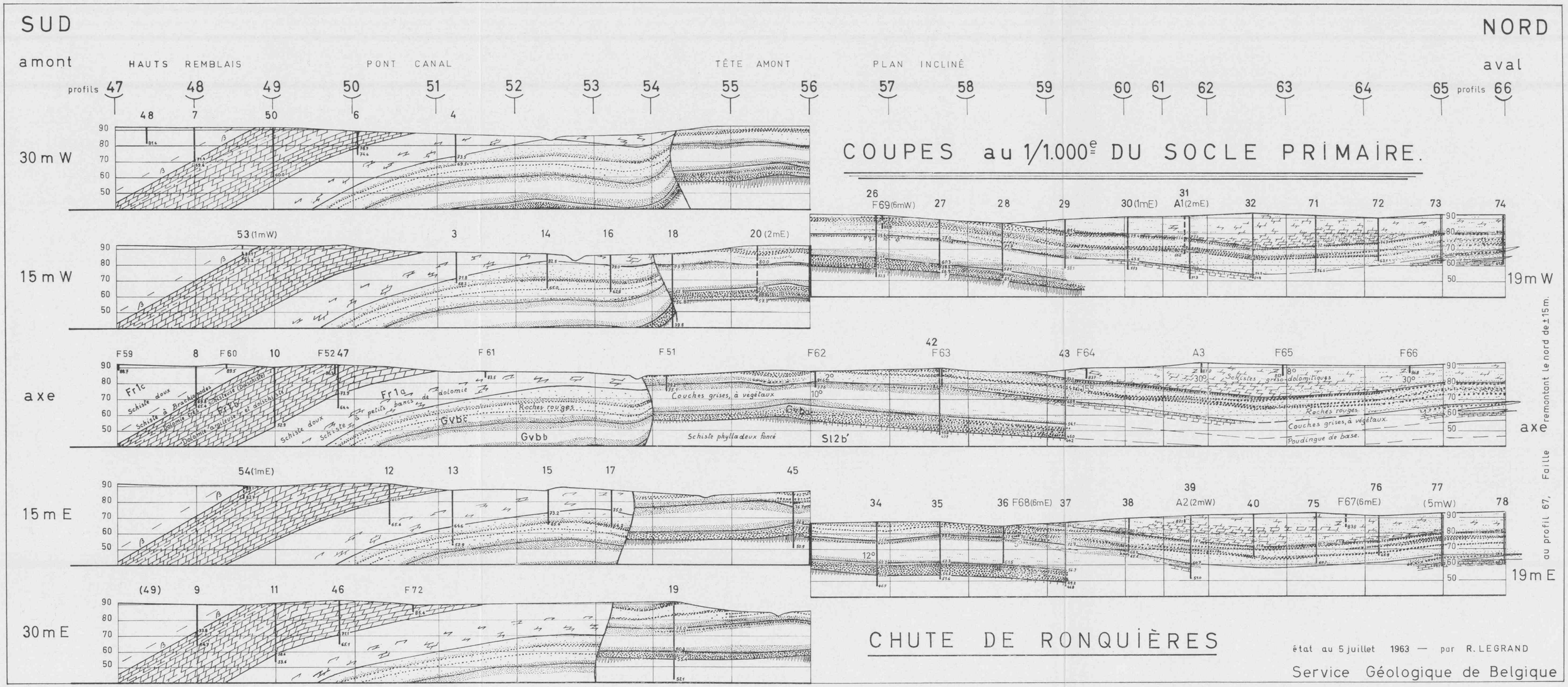


PLANCHE III. — Coupes géologiques pour l'implantation des fondations des ouvrages aériens de Ronquières. Document d'exécution réduit au 1/2.000e.
Il y a lieu de transposer les notations de travail : Gvb.c en Gvb, Gvb.b en Gva et Gvb.a en Co.

PL.IV

Tranchée de RONQUIÈRES

PROFILS GEOLOGIQUES des talus EST

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE — R. Legrand — 1965

PROFILS GEOLOGIQUES des talus OUEST

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE — R. Legrand — 1965

RONQUIÈRES

Echelle 25m 10m 25m

NORD (N.-E.) — aval

SUD (S.-W.) — amont

numérotation des profils

numérotation des axes

axe du PLAN INCLINE à 5%

ROUTE

TEIE AVAL

TOUR CENTRALE (cote 97)

Quaternaire

Couvinien

Silurien

Echelle 25m 10m 25m

NORD (N-E) — aval

SUD (S-W) — amont

Quaternaire

Couvinien

Silurien

ROUTE

Quaternaire

Silurien

Couvinien

Silurien

TOUR CENTRALE

Echelle 25m 10m 25m

QUATERNAIRE: Pleistocène supérieur: d.m.: limon wurmien (LO2SMA) I (zone) I

TERTIAIRE: EOCENE - Yprésien: t.c. - argile d'Ypres (S5MA) I (zone) I

PRIMAIRE:

DEVONIEN supérieur (300 MA)

Frasnien:

fr.t: schistes de Tourneppe

fr.r.: schistes de Rosière

schiste gris-vert gris/gris-bleu-noirâtre à la base

DEVONIEN moyen (325 MA)

Givetien:

gv.s: grès de Rouveroies

gv.t: schistes de Terres Noires

gv.c: calcaire d'Anor - grès et schistes gris

SILURIEN supérieur

Ludlow indifférié (375 MA)

SLR: grès de Rouveroies

Couvinien: conglomérat et schistes rouges, grès noirs

I (zone) I schiste gris-bleu-noirâtre (grès-schiste noirâtre)

Silurien

Quaternaire

Silurien

Couvinien

Silurien

Quaternaire

Silurien

Couvinien

Silurien

Quaternaire

Silurien

Couvinien