

SÉANCE MENSUELLE DU 17 JUILLET 1934

Présidence de M. F. CORIN, vice-président.

Le procès-verbal de la séance du 19 juin est lu et approuvé.

Le Président adresse les félicitations de la Société à M. F. HALET, qui a été élu membre correspondant de l'Académie royale des Sciences.

La Société géologique de Belgique, à qui incombe cette année l'organisation de la Session extraordinaire commune aux deux Sociétés, annonce que celle-ci aura lieu fin septembre, dans la bande silurienne du Condroz. Elle sera dirigée par M. P. MICHOT.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

8718 ... Mapa geologico-minero de España. Publicado por el Instituto Geologico y Minero de España. Escala : 1.500.000. Año 1934. Madrid, 1934 (1 feuille).

8719 *Renier, A.* Promenade géologique à travers l'Ouest des États-Unis. Bruxelles, 1934, 22 pages.

Communications des membres :

Sur l'extension du Système du Karoo dans la région de Carnot (A.E. F.) et dans la boucle de l'Ubanghi ⁽¹⁾,

par E. ASSELBERGHS.

D'après les cartes géologiques de l'Afrique Équatoriale les plus récentes ⁽²⁾, le massif de grès du Lubilash (Système du Karoo) que traverse la rivière Ubanghi, entre Dongo et Libenge,

(1) Note publiée avec l'autorisation de la Compagnie Minière de l'Ubanghi Oriental.

(2) M. DENAYER, *Esquisse géologique de l'Afrique Équatoriale française, du Cameroun et des régions voisines*, 1928. — P. FOURMARIER, *Carte géologique du Congo belge*, 2^e édition, 1930. — *Carte géologique et minière de l'Afrique Sud-Équatoriale*, 1933.

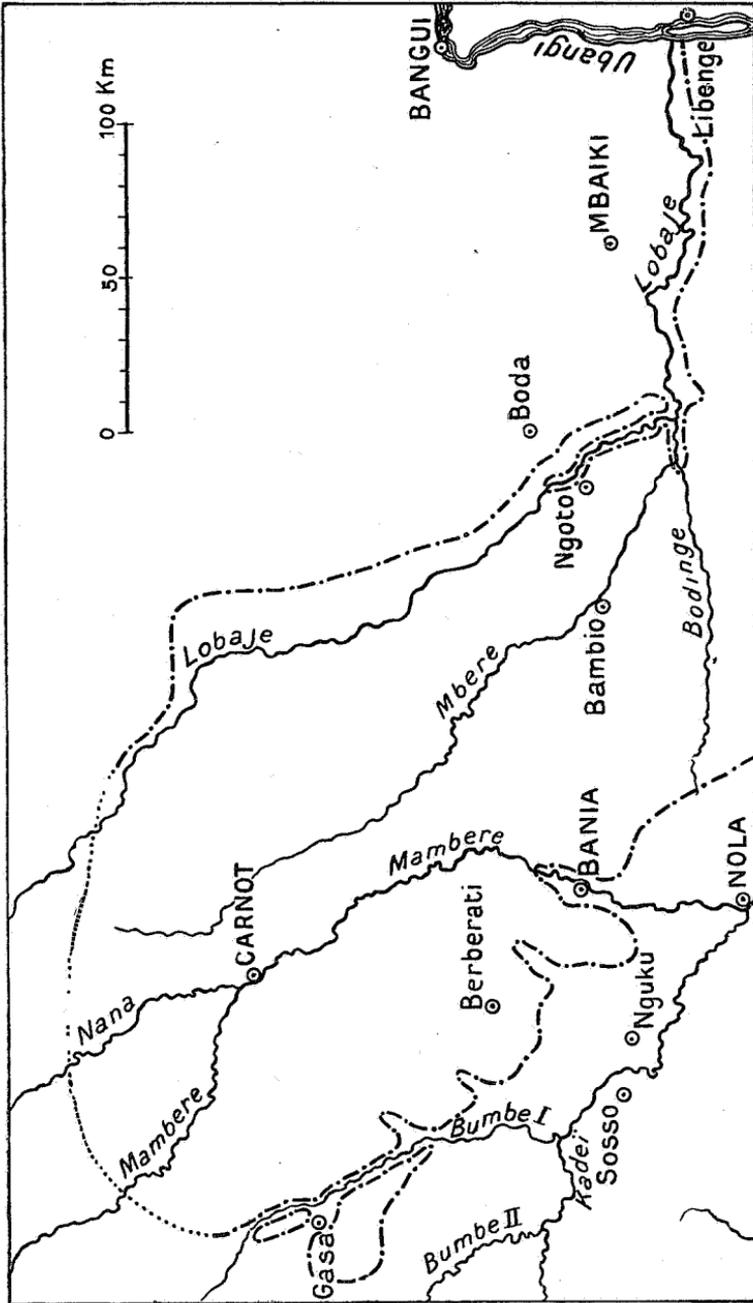


FIG. 1. — Extension du grès de Lubilash aux environs de Carnot.

se termine vers le Nord, en territoire français, aux abords de la vallée de la basse Lobaye, prolongée par celle de la Bodingue. Plus au Nord, un lambeau isolé, fort étendu, existe aux environs et principalement au Nord de Carnot. La région intermédiaire serait formée de roches plissées du substratum.

La région ci-dessus a été parcourue, au cours de ces dernières années, par des ingénieurs et prospecteurs de la Compagnie Minière de l'Oubanghi Oriental. L'étude de leurs rapports, et particulièrement de ceux de MM. M. Regnard, Flick et Michel, nous amène à proposer pour la zone d'affleurements du grès du Lubilash des limites nouvelles que nous indiquons ci-dessous.

Les grès du Lubilash de Carnot s'étendent vers l'Ouest, jusqu'au-delà de Gaza ; toutefois, la vallée de la Boumbe I est creusée dans des roches granitiques. Sur la piste de Gaza à Kensou, M. Regnard a suivi les grès jusqu'au village de Bandjo ; d'ici la limite du Lubilash se dirige vers le Sud-Est en passant au Sud de Babadja et de Berberati, au Nord de Bania et de Bakondo, ce qui montre que les grès de Carnot sont en continuation avec ceux du massif de Libenge.

La route de Carnot à Berberati reste dans les grès du Lubilash ; il en est de même de la route de Carnot vers Bangui, jusqu'au delà du village d'Yawa, situé sur la rive gauche de la Lobaye. Quant à cette rivière, contrairement à ce qu'indiquent les cartes, elle coule dans les grès du Lubilash depuis Dobéré (village situé au Nord-Nord-Est de Carnot), en amont, jusque près de N'Goto. Entre N'Goto et Bakota, elle coule dans du granite et du gneiss ; toutefois, les versants sont encore formés des mêmes grès. A partir de Bakota, vers l'Est, le grès du Lubilash n'existe plus que sur le versant de la rive droite.

L'extension de ces couches sur la rive gauche de la Lobaye jusque dans le bassin de la Lessé, telle qu'elle est reportée sur les cartes, nous paraît peu probable ; ce qui n'exclut pas la possibilité de l'existence de témoins isolés de peu d'étendue.

De ces observations il résulte que les grès de Carnot ne forment pas un massif isolé, mais qu'ils sont en continuité avec le massif de Libenge et que la région comprise entre Carnot, Bania et Bakota est formée de grès du Lubilash.

La composition du système du Lubilash de cette région est analogue à celle du Kasai, au Congo belge. Entre Berberati et Gaza, M. Regnard a pu étudier la partie inférieure, dans laquelle il a reconnu, à la base, des grès blancs feldspathiques et conglomératiques qui sont surmontés de grès et de schistes violets.

Ces couches renferment plusieurs niveaux caillouteux caractérisés par des cailloux bien roulés de quartz blanc.

On sait que les gisements diamantifères du Kasai sont en relation avec ces niveaux caillouteux et qu'ils soulignent la zone de contact entre la base du Lubilash et les couches plus anciennes. Des découvertes analogues ont été faites dans la région de Carnot ; elles confirment l'opinion qui a été émise pour le Kasai au sujet de l'origine des gisements diamantifères alluvionnaires qui seraient dus à des concentrations par les rivières d'éléments provenant du démantèlement des niveaux caillouteux de la partie inférieure et de la base du système du Lubilash.

Si l'extension du système du Karoo au Moyen-Congo apparaît actuellement comme débordant les limites tracées sur les cartes publiées, il en va tout autrement au Congo belge, dans la boucle de l'Ubanghi.

A part la vallée de l'Ubanghi, où affleurent des couches et une bande étroite du soubassement du système schisto-gréseux du Kundelungu, localisée au Nord, toute la région située à l'intérieur de la boucle serait constituée par des couches du Karoo. Les grès du Lubilash de Libenge seraient bordés au Nord par des argilites du Lualaba, qui se prolongeraient en territoire français. Deux lambeaux d'argilites sont, en effet, reportés sur les cartes géologiques publiées, au Nord-Est et au Sud-Ouest du Fort de Possel.

Signalons tout de suite que M. l'Ingénieur J. Dubois a bien voulu nous dire qu'il n'a pas observé dans la région Bangui-Fort de Possel des couches qu'on puisse rapporter aux argilites du Lualaba.

D'autre part, dans la boucle de l'Ubanghi, L. de Dorlodot a signalé l'existence, à Bosobolo et à Gemena, de grès divers rougeâtres du système du Kundelungu. Toutefois, L. de Dorlodot était d'avis que ces grès forment le soubassement des grès du Lubilash sur toute l'étendue du district de l'Ubanghi ⁽¹⁾.

De l'étude de rapports de prospection communiqués obligeamment par la Société Forestière et Minière du Congo belge, il résulte que les grès de Bosobolo et de Gemena ne sont pas des affleurements isolés, mais qu'ils constituent la plus grande partie de la région située à l'intérieur de la boucle de l'Uban-

(1) Quelques indications sur la géologie du District de l'Ubanghi. (*Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LIV, 1932, pp. C 95-98.)

ghi. Des affleurements de grès et de quartzites blancs, rougeâtres ou rouges ont été observés depuis Bwado jusqu'à Gemena et Karawa et entre Karawa et Bogode, sur la Lua-Dekere. Sur la route de Libenge à Bosobolo, à l'Est de Galaba, affleurent des grès et des quartzites, des schistes gréseux micacés. Au Nord de Bosobolo, sur une distance de cinquante kilomètres, il y a des grès blancs et rouges et des schistes rouges. Entre Bosobolo et Karawa on a observé des grès blancs, des schistes lie de vin, des quartzites noirs rubanés. Toutes ces couches sont plissées, les inclinaisons variant de 20 à 70°. Leurs caractères lithologiques les font rapporter au système schisto-gréseux du Kundelungu.

Ces couches forment, en certains points, les crêtes de partage entre les différentes rivières, ce qui exclut l'existence dans la région d'un manteau de couches plus récentes, telles que les couches du Karoo. Celles-ci, si elles existent, doivent être réduites à des lambeaux isolés, sporadiques.

Nous concluons que la région située à l'intérieur de la boucle de l'Ubanghi est formée, en dehors des formations anciennes de la vallée, de couches schisto-gréseuses blanches et rouges, plissées, qu'on peut rapporter au système du Kundelungu. Quant au système du Karoo, nous pensons que sa limite septentrionale, que nous avons suivie en territoire français jusqu'à Libenge, se recourbe au Congo belge, pour passer au Sud de Bwado, Gemena et aux environs de Karawa. Elle se relèverait ensuite légèrement vers le Nord, pour aller rejoindre, au Sud d'Yakoma, la limite telle qu'elle est tracée sur les cartes géologiques publiées.

Le Siegenien et le Gedinnien du Bord oriental du Bassin de Dinant, entre Laroche et Werbomont,

par E. ASSELBERGHS.

Dans un travail antérieur, fait en collaboration avec notre ami E. Leblanc, nous avons montré qu'à Laroche, le Siegenien est caractérisé comme suit ⁽¹⁾.

L'assise supérieure est formée de phyllades ou schistes phylla-

⁽¹⁾ Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. VIII, fasc. 1, 1934.)

deux bleu foncé, souvent quartzeux, finement feuilletés ou se présentant en bancs plus compacts grossièrement feuilletés, avec intercalations nombreuses de grès souvent micacé, en bancs minces, isolés, ou en paquets pouvant atteindre 12 mètres. Le grès est souvent quartziteux et psammitique ; il est dur, à grains serrés. Il peut être bleu ou verdâtre. Le grès est localement calcareux : il devient alors brun-rouge par altération. Les joints de stratification sont généralement plans. Subsidiairement, on y trouve des quartzophyllades et quelques bancs de grauwacke gréseuse et calcareuse. Au point de vue paléontologique, le Siegenien supérieur est caractérisé par l'association et l'abondance des espèces suivantes : *Spirifer hystericus*, *Athyris avirostris*, *Camarotoechia daleidensis*, *Leptostrophia explanata*, *Platyorthis circularis*, *Rensselaeria strigiceps*, *Tropidoleptus carinatus*, *Trigeria Gaudryi*.

Le Siegenien moyen est formé d'un ensemble de grauwacke calcareuse très fossilifère, en bancs compacts, de quartzophyllades parfois calcarifères, renfermant des intercalations de quartzophyllades schisteux, de phyllades et même de grès-quartzite. La grauwacke calcareuse passe parfois à du calcaire impur crinoïdique. Les bancs à crinoïdes y sont fréquents. On y trouve l'association des brachiopodes suivants : *Spirifer primaevus*, *Sp. excavatus*, *Sp. hystericus*, *Sp. solitarius*, *Proschizophoria personata*, *Stropheodonta Sedgwicki*.

Le Siegenien inférieur est formé de phyllades bleu foncé, de quartzophyllades et de grès-quartzites gris, gris-bleu, gris clair, bleu pervenche, souvent lenticulaires, à stratification fréquemment oblique et entrecroisée.

A Laroche, les couches dévoniennes sont affectées par une faille de charriage, la faille de Laroche, qui rejette les couches du bord Sud du massif de Stavelot sur celles qui constituent le bord oriental du Bassin de Dinant.

Dans cette note, nous étudierons ces dernières couches depuis la faille de Laroche jusqu'à Werbomont, c'est-à-dire jusqu'aux environs de la faille de Xhoris-Harzé.

DESCRIPTION DES OBSERVATIONS

1. *Laroche-Cielle-Marcouray*. — Nous avons montré que la faille de Laroche passe près de la 70^e borne, sur la route de Laroche à Vielsalm. Au Nord de la faille, on observe des quartzites, des phyllades et des quartzophyllades du Siegenien inférieur à inclinaison de 30° vers le Sud. A la bifurcation de la

route vers Cielle, des couches analogues ont une direction Nord-Sud et une inclinaison de 35° vers l'Ouest.

Le Siegenien inférieur est ensuite bien exposé en montant vers Cielle; la route présente de nombreux affleurements de phyllades bleus, de quartzophyllades et de quartzites dont le paquet le plus puissant atteint dix mètres. Les couches sont affectées de plusieurs plis peu importants; la direction dominante se rapproche de la méridienne.

Les niveaux de quartzite de cette assise ont été exploités dans plusieurs carrières situées au Nord de la route, dans le Bois Wemase. Dans une des excavations on voit encore, sur quatre mètres de puissance, du quartzite et du quartzite zonaire, bleuâtre, gris-bleu, devenant localement blanchâtre; les bancs sont séparés par de minces strates de schistes bleus. Les couches ont une direction Nord-Sud et inclinent de 30 à 35° vers l'Ouest. Des blocs et des débris de quartzite, très clairs, blanchâtres, se retrouvent le long de tous les chemins qui traversent le Bois Wemase. Les éboulis, suivant la pente du terrain, se sont déplacés lentement vers l'Ouest et ont fini par recouvrir partiellement les couches du Siegenien moyen; c'est ce qui rend difficile le tracé de la limite entre ces deux assises.

M. X. Stainier a donné à ces quartzites le nom de « grès blanc de Cielle » (1). Il les range dans le *Cb 2 a*, assise qui correspond en gros à notre Siegenien moyen. Nos observations nous amènent à les considérer comme des intercalations dans le Siegenien inférieur; nous nous basons sur leur position par rapport aux quartzites de la route de Cielle et sur le fait que les quartzites du Bois Wemase sont séparés des couches fossilifères du Siegenien moyen par des schistes phylladeux bleus de l'assise inférieure qui affleurent à la lisière Sud du bois, à huit cents mètres au Nord-Nord-Est de Cielle.

Le long de la route de Laroche à Cielle, le Siegenien inférieur est suivi normalement vers l'Ouest par de la grauwacke calcaireuse, des quartzophyllades décalcarisés et du macigno du Siegenien moyen. Ces couches apparaissent à 260 mètres à vol d'oiseau à l'Est de l'église de Cielle; elles sont abondamment fossilifères et renferment plusieurs bancs à crinoïdes.

Les bancs calcaireux très fossilifères de la même assise sont encore bien exposés le long du ruisseau de la Fange de Maibre, au Sud du coude prononcé de la route de Cielle à Marcouray.

(1) Voir feuille Hotton-Dochamps de la Carte géologique de la Belgique au 1/40.000^e.

La grauwacke fossilifère y constitue un long escarpement. En dehors de nombreux crinoïdes et polypiers, nous avons reconnu :

Platyorthis circularis
Schizophoria provulvaria
Proschizophoria personata
Leptostrophia explanata
Stropheodonta Murchisoni
Schuchertella ingens
Camarotoechia daleidensis
Camarotoechia ? Dannenbergi
Dinapophysia papilio
Spirifer primaevus
 — *hystericus*
 — *trigeri*
Athyris avirostris
Pterinea Quirini
Pterinea costata.

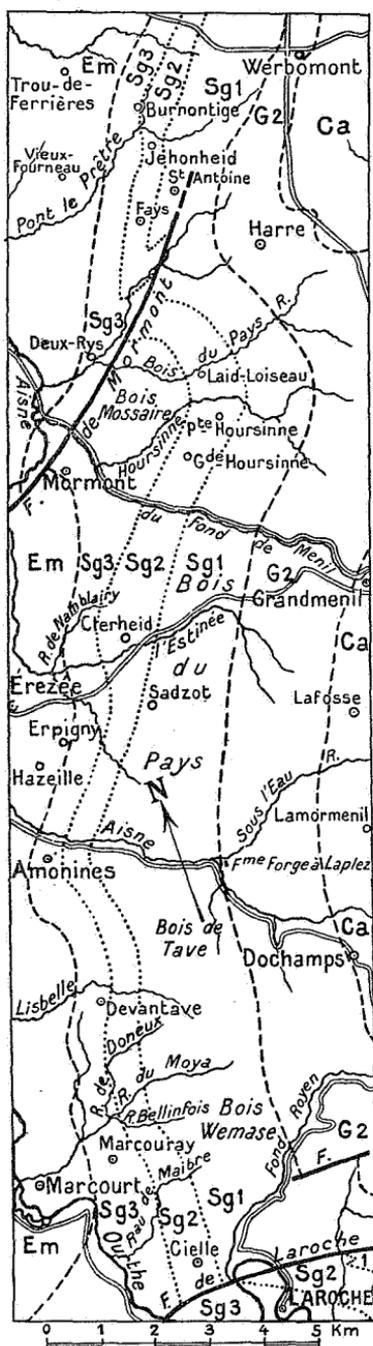
A l'extrémité Sud de l'escarpement, les couches fossilifères sont surmontées de phyllades du Siegenien supérieur. Cette dernière assise est bien caractérisée à l'Ouest du ruisseau, le long du raccourci vers Marcouray. On voit affleurer en plusieurs endroits des phyllades et des quartzophyllades micacés avec bancs minces de grès micacé ; toutes ces couches ont une direction N. 30° E. et inclinent vers l'Ouest de 40°.

Les observations faites dans la région de Cielle et Marcouray montrent qu'au Nord de la faille de Laroche les couches siegeniennes forment trois bandes parallèles à direction générale Nord-Sud, mais dont les limites sont localement affectées par des ondulations peu accentuées.

2. *Marcouray-Devantave.* — Des coupes intéressantes peuvent être étudiées le long des ruisseaux qui coulent entre Marcouray et Avantave.

Au confluent des trois ruisseaux : Doneux, Moya, Bellinfois, situé à huit cents mètres au Nord de Marcouray, les versants sont formés de phyllades quartzeux avec bancs minces de grès du Siegenien supérieur, qui y forment, comme partout ailleurs, des escarpements. Les couches ont une direction Nord-Sud et inclinent vers l'Ouest de 35°.

Si l'on remonte le ruisseau le plus méridional, celui de Bellinfois, les phyllades quartzeux affleurent de part et d'autre du vallon à 200 mètres à l'Est du confluent précité. Un chemin suit



ce vallon; à moins de 30 mètres à l'Est de l'extrémité du chemin, deux gros bancs de grauwacke calcareuse avec crinoïdes et autres fossiles du Siegenien moyen affleurent dans la berge Nord du ruisseau. Ce sont les premiers d'une série de bancs dont plusieurs sont à découvert sur une distance de deux cent cinquante mètres. Vient ensuite un espace d'environ deux cents mètres sans observation, mais dont le sous-sol est encore formé des mêmes couches; en effet, à moins de cent cinquante mètres au Sud du ruisseau, le talus du chemin qui descend de Marcouray dans le vallon de Bellinfois, renferme de la grauwacke décalcariée fossilifère, avec crinoïdes.

Par contre, là où le chemin atteint le fond du vallon, une carrière montre du quartzite bleu clair sur six mètres de puissance (dir. appr. N.-S.; incl. W. = 30°), auquel font suite des phyllades bleu foncé. Quelques bancs de quartzite et des phyllades bleus affleurent aussi au coude du chemin qui gravit le versant Nord du vallon vers le lieu-dit Rubiesté. Ces couches appartiennent au Siegenien inférieur.

Au Sud de la carrière, le versant Sud du vallon est couvert de débris de quartzite blanc; ce sont des éboulis qui descendent des hauteurs du Bois Wemase.

Le long du ruisseau de Moya nous avons fait les observations suivantes : à partir du confluent précité, nous avons suivi vers l'Est les phyllades quartzeux avec bancs minces de grès du

Siegenien supérieur, sur une distance de plus de trois cents mètres. Au delà nous entrons dans le Siegenien moyen ; en effet, entre trois cent septante mètres et cinq cents mètres du confluent, nous trouvons à plusieurs reprises des débris de grauwacke fossilifère et crinoïdique dans le talus du chemin qui suit la rive droite du ruisseau. Après un espace de soixante-quinze mètres sans observation, nous retrouvons, sur deux cents mètres de distance, des débris analogues de grauwacke fossilifère mélangés à des débris de grès blanc renfermant des crinoïdes : *Rensselaeria crassicosta*, *Rensselaeria strigiceps* (ab); *Trigeria carinatella*, *Trigeria robustella*, *Orthis* sp.

Si du confluent nous nous dirigeons vers Avantave en suivant le chemin de la rive gauche du ruisseau de Doneux, nous observons des phyllades quartzeux du Siegenien supérieur sur quatre cents mètres de distance. Par contre, le talus situé au Sud de l'endroit où le chemin traverse le ruisseau, renferme des débris de grès blanc et de grauwacke fossilifères (crinoïdes, *Pterinea costata*) du Siegenien moyen. Immédiatement au Nord du ruisseau, le chemin de Avantave sert de limite entre les deux assises ; dans le talus Ouest affleurent des phyllades quartzeux, dans le talus Est de la grauwacke fossilifère à crinoïdes.

Nous voyons donc qu'entre Marcouray et Avantave les bandes siegeniennes maintiennent la direction Nord-Sud. A noter l'apparition dans le Siegenien moyen de grès blanc, à facies anoreux, fossilifère. Le long du ruisseau de Moya, ce grès est intercalé vers la partie moyenne de l'assise ; vers Avantave il se trouve au sommet.

3. *La vallée de l'Aisne entre Amonines et Dochamps.* — La construction de la ligne du chemin de fer vicinal de Melreux à Manhay a mis à découvert de nombreuses roches siegeniennes et gedinniennes entre Amonines et Dochamps, le long de la rive droite de l'Aisne. Déjà en 1913, époque à laquelle nous avons levé les affleurements le long de cette ligne, nous avons attiré l'attention sur un gîte fossilifère du Siegenien moyen situé à l'Est de la station d'Amonines ⁽¹⁾. Nous donnons aujourd'hui la coupe complète en y ajoutant des observations faites sur la rive gauche. Rappelons que les environs d'Amonines ont été décrits assez récemment par M. Van Tuyn ⁽²⁾.

(1) *Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. XXVII, 1913, pp. 136-142.

(2) Le Couvinien et la partie supérieure de l'Eodévonien du bord oriental du Synclinorium de Dinant entre l'Ourthe et Ferrières. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. IV, 1927, pp. 156-159.)

L'agglomération d'Amonines se trouve sur les schistes quartzeux bleus avec grès et grès-quartzite bleus, devenant bruns par altération, du Siegenien supérieur. Dans des bancs de grès, M. Van Tuyn a trouvé l'association caractéristique de *Spirifer hystericus*, *Rensselaeria strigiceps*, *Trigeria Gaudryi*, *Camarotoechia daleidensis*.

A l'Ouest d'Amonines, c'est-à-dire au sommet de l'assise, les couches sont renversées et ont une direction Nord 70° Est (incl. S. = 80°) ; elles acquièrent ensuite une inclinaison normale vers l'Ouest, en même temps que la direction devient Nord-Sud. C'est cette allure qu'elles montrent au Sud d'Amonines.

Ainsi, si l'on suit le chemin qui descend d'Amonines vers le Fond de Tave, on voit affleurer des phyllades quartzeux jusqu'au coude du chemin, puis le long du ruisseau apparaissent les premiers bancs de grauwacke calcaireuse et macigno fossilifère du Siegenien moyen. Entre ces premiers bancs se voient encore des schistes phylladeux bleus. Ces couches ont une direction Nord-Sud et inclinent de 40° vers l'Ouest.

La ligne du chemin de fer vicinal ne présente pas d'affleurement dans le Siegenien supérieur, mais celui-ci affleure de part et d'autre du vallon situé à hauteur de la station d'Amonines.

A sept cents mètres à l'Est d'Amonines se présente la tranchée décrite par nous en 1913. On y voit sur cinquante-cinq mètres de la grauwacke calcaire et du macigno fossilifère avec un banc pétri de *Proschizophoria personata*, et sur environ quatre-vingts mètres, des bancs de grauwacke calcaire alternant avec des quartzophyllades irréguliers, des schistes gris-bleu et des schistes quartzeux ; ces couches sont également fossilifères. On y trouve, en outre, deux intercalations de quartzite : un mètre de quartzite brunâtre, trois mètres de quartzite blanc et brunâtre en bancs minces. Le quartzite blanc se trouve à quelque cinquante mètres au-dessus de la base de l'assise.

Le Siegenien moyen de la tranchée d'Amonines renferme, outre des crinoïdes et des polypiers :

- Proschizophoria personata* (Zeiler)
- Schizophoria provulvaria* (Maurer)
- Stropheodonta Sedgwicki* (Archiac et Verneuil)
- Leptostrophia explanata* (Sowerby)
- Spirifer hystericus* Schlotheim
- *primaevus* Steininger
- *Pellico* Verneuil
- Athyris avirostris* (Krantz)
- Cryptonella rhenana* (Drevermann)

Camarotoechia daleidensis (Roemer),
Pterinea costata (Goldfuss)
Actinodesma obsoleta (Goldfuss).

A cinquante mètres à l'Est du vicinal, des bancs de quartzite bleu du Siegenien inférieur traversent un chemin (direction Nord-Sud, incl. Ouest=40°). Le long de la ligne se voient des pointements de grès et de quartzite blanc.

Plus loin, sur une longueur de huit cents mètres, se présente un affleurement discontinu de schistes phylladeux bleus avec bancs et lentilles de grès-quartzite ou quartzite blanchâtre. Les schistes sont en plus grande proportion vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la partie supérieure du Siegenien inférieur. La direction oscille entre Nord-Sud et Nord 15° Est ; l'inclinaison se fait vers l'Ouest (50°). A 450 mètres à l'Ouest du ruisseau de Sansiry, deux carrières étaient ouvertes dans du quartzite bleuâtre avec bancs psammitiques, grès à enclaves schisteuses et schistes bleu foncé (direction Nord 13° Est, incl. Ouest 25 et 30°).

Des couches du Siegenien inférieur s'observent aussi sur la rive gauche de l'Aisne, le long de la route d'Erezée. Un paquet de six mètres de quartzite à direction Nord-Sud et inclinaison Ouest de 40° affleure à mi-chemin entre la 4^e et la 5^e borne. Des schistes bleus affleurent encore immédiatement au Nord du ruisseau de Faicherreux.

Nous arrivons à attribuer au Siegenien inférieur de la vallée de l'Aisne une largeur de deux mille quatre cents mètres. Bien que nous n'ayons observé que des pendages vers l'Ouest, nous ne pouvons expliquer cette large extension que par l'existence d'ondulations, analogues à celles que nous verrons dans des coupes plus septentrionales.

Les couches bigarrées du Gedinnien commencent à affleurer en amont de la ferme dite Forge à la Plez.

Les premiers schistes lie de vin apparaissent vers l'Est, le long du ruisseau dit Sous l'Eau, à deux cents mètres environ du confluent avec l'Aisne, vers le Sud, le long de la ligne vicinale, à moins de deux cents mètres de la ferme, le long de la route d'Erezée, à trois cent cinquante mètres au Sud du ruisseau de Faicherreux.

Plus au Sud, les couches gedinniennes forment un affleurement discontinu sur quelque douze cents mètres dans les talus de la ligne du chemin de fer vicinal. Ce sont des schistes bigarrés cellulés par dissolution de nodules calcaires, renfermant des grès micacés, grossiers et graveleux, en paquets de cinq à six mètres de puissance. Nous y avons vu aussi quelques bancs

de quartzophyllades avec parties graveleuses et pisaires. Les couches de base du Gedinnien sont formées de poudingue pisaire vert ou rouge, à ciment souvent phylladeux, avec schistes phylladeux et quartzeux lie de vin.

Les couches gedinniennes ont une direction Nord-Sud à Nord 34° Est. Elles sont ondulées. D'Ouest en Est nous avons observé les inclinaisons suivantes vers l'Ouest : 25°, 45°, 25°, couches très redressées, 25°. Elles reposent en discordance de stratification sur les phyllades lie de vin du Salmien supérieur.

On remarquera dans cette coupe une intercalation de facies anoreux à quelque cinquante mètres au-dessus de la base du Siegenien moyen. Renversées au sommet du Siegenien, les couches acquièrent une inclinaison normale vers l'Ouest dans la moitié inférieure du Siegenien supérieur. Elles conservent cette inclinaison dans le Siegenien moyen, puis elles décrivent une série d'ondulations dans les bandes du Siegenien inférieur et du Gedinnien, ce qui explique la largeur des zones d'affleurements de ces dernières couches.

4. *Erezée-Clerheid-Grandmenil*. — Si l'on se dirige d'Erezée à Clerheid par le chemin direct, on observe au Nord du confluent des ruisseaux de l'Estinée et de Namblairy, le long d'un chemin forestier, des schistes noirâtres alternant avec des grès bruns et des grès blancs très fossilifères qui renferment la faune typique de l'Emsien inférieur (1). Les grès blancs appartiennent au facies anoreux de cette assise, connu sous le nom de grès de Mormont. La direction des couches est approximativement Nord-Sud ; les couches sont généralement redressées vers l'Ouest ou verticales ; certaines sont renversées (incl. Est = 85°).

A l'Est du confluent, en continuant vers Clerheid, on voit à plusieurs reprises des pointements de schistes plutôt grossiers et du grès et grès-quartzite en plaquettes ou en bancs à joints plans ; le grès est généralement rosé et brun par altération ; à l'intérieur il est bleu clair. Les caractères lithologiques de ces couches et leur position stratigraphique leur assignent un âge siegenien supérieur. La direction moyenne est Nord-Sud (N. 20° W. à N. 30° E.) ; leur inclinaison est de l'ordre de 35° vers l'Ouest ; il y a aussi quelques bancs verticaux.

A quatre cents mètres à l'Ouest de Clerheid, à une bifurcation, il y a un pointement de grès blanc. Ce grès a été exploité aux environs immédiats dans plusieurs excavations actuellement

(1) Les environs d'Erezée et de Clerheid ont été décrits en détail par M. VAN TUYN, *op. cit.*, pp. 172-181.

remblayées. Des débris en place et des pointements du même grès s'observent à deux reprises dans Clerheid même.

Si l'on descend de Clerheid vers la grand'route d'Erezée à Grandmenil, on voit successivement d'Ouest en Est : quelques mètres de grès blanc à direction Nord 30° Est et inclinaison 50° vers l'Est ; un banc de grès blanc inclinant de 30° vers l'Ouest ; deux mètres de quartzophyllades schisteux bruns micacés à même inclinaison ⁽¹⁾ ; sur le sentier qui descend de Clerheid, quelques bancs de grès blanc ; ensuite un long affleurement de schistes plus ou moins irréguliers, tombant en baguettes, et de quartzophyllades schisteux, ces couches renferment des bancs minces calcaireux ou des nodules carbonatés ; à partir du ravin situé à environ cent mètres de la route, les bancs calcaires deviennent plus abondants et l'on a bientôt une alternance de bancs compacts calcaireux et schisto-calcaireux fossilifères et de schistes fins ou plus ou moins grossiers ; le long de la grand'route, les gros bancs calcaires disparaissent et l'on a, sur une distance de 150 mètres, des quartzophyllades schisteux avec des bancs noduleux carbonatés.

Dans cette coupe on peut distinguer, vers l'Ouest, des grès blancs fossilifères alternant avec des schistes et des quartzophyllades schisteux et qui décrivent un pli à ennoyage vers le Sud ; vers l'Est des schistes, quartzophyllades et bancs calcaireux également fossilifères, dans lesquels nous avons découvert, en 1913, *Proschizophoria personata* et *Spirifer excavatus*.

Une coupe analogue s'observe le long du ruisseau de Namblairy. Aux têtes du ruisseau, immédiatement à l'Est de la route de Clerheid à Mormont, on observe dans deux ravins des schistes bleus fins et grossiers renfermant des bancs minces calcaireux fossilifères ou des nodules carbonatés. A l'Ouest de la route, des quartzophyllades et des schistes bleus avec nodules carbonatés affleurent à deux cents et à trois cents mètres dans la berge du ruisseau. Plus à l'Ouest encore, dans les déblais d'une carrière remblayée, nous trouvons du grès blanc fossilifère renfermant des crinoïdes, *Rensselaeria crassicosta*, *Spirifer primaevus*, *Spirifer Pellico*, *Spirifer hystericus*. Enfin, à la lisière orientale du bois qui couvre le versant Nord du ruisseau apparaissent les grès et grès-quartzites bleus, bruns à l'extérieur, souvent à joints micacés, et les schistes quartzeux micacés du Siegenien supérieur. Un banc renferme des végétaux hachés menu. Les couches ont d'abord une direction Nord-Sud et une

(1) En 1913, nous y avons observé, en outre, des schistes quartzeux, calcaireux et fossilifères, devenant bruns par altération. (*Loc. cit.*, p. 140.)

inclinaison vers l'Ouest de 50°, puis elles se renversent, en même temps que la direction devient progressivement Nord 60° Est (incl. Sud=70°).

Les grès blancs fossilifères à facies anoreux ont été désignés par M. E. Maillieux sous le nom de grès de Clerheid. Il les considère comme synchroniques des quartzophyllades fossilifères de Longlier (*sensu stricto*), qui constituent le sommet de notre Siegenien moyen du Sud de l'Ardenne ⁽¹⁾. Dans les autres couches des environs de Clerheid, on retrouve les caractères habituels de l'assise schisto-calcaireuse du Siegenien moyen. Il est à remarquer toutefois que le facies est beaucoup plus schisteux qu'ailleurs.

Reprenant la coupe à la bifurcation du chemin de Clerheid, sur la grand'route d'Erezée à Grandmenil, on observe encore sur une distance de cent mètres, des quartzophyllades schisteux avec bancs noduleux calcaires qui constituent la base du Siegenien moyen. Ils reposent sur les schistes et quartzites du Siegenien inférieur. Ceux-ci présentent plusieurs affleurements le long de la route jusqu'à la 15° borne ; ce sont des schistes bleus et des quartzites gris clair. Les couches décrivent des plis à ennoyage vers le Sud, comme l'indiquent les allures suivantes, relevées d'Ouest en Est : incl. Ouest ; incl. faible Sud-Est ; dir. Nord 25° Est, incl. Sud-Est=40° ; dir. Nord 60° Est, incl. Sud=45° ; incl. Ouest.

Dans le talus de la route, à la borne 15, on voit encore des blocs de quartzite gris clair du Siegenien inférieur, qui proviennent de la colline 488, située au Nord de la Croix Flagotier. Par contre, à la cumulée 15,400 on trouve des débris sur place de schistes verts du Gedinnien ; des schistes lie de vin du même étage affleurent 200 mètres plus loin.

Au coude de la route, avant d'arriver à la borne 17, une carrière découvre du grès sur trois mètres de puissance, surmontant des schistes verts. Les couches inclinent de 15° vers le Sud-Ouest.

L'arkose de base du Gedinnien s'observe dans une ancienne excavation vers la cumulée 17,800.

5. *Mormont à Grandmenil.* — M. Van Tuyn a montré que les grès blancs fossilifères de l'Emsien inférieur (grès de Mormont), exploités au Sud-Ouest de Mormont, sont remplacés, vers l'Est, le long de la route de Grandmenil, par des schistes

(1) E. MAILLIEUX, *Terrains, Roches et Fossiles de la Belgique*. Bruxelles, 1933, p. 65

phylladeux fins, des schistes quartzeux ou micacés, des grès, grès-quartzites et psammites bleus, devenant souvent brun foncé, à joints de stratification réguliers. Ces couches du Siegenien supérieur sont affectées d'ondulations à ennoyage vers l'Ouest et le Sud-Ouest, de telle sorte qu'elles esquissent une courbe synclinale autour des grès de Mormont ⁽¹⁾. Ce synclinal n'est autre que celui d'Eveux, qui se relève vers le Nord-Est et qui est séparé de l'anticlinal d'Oppagne par la faille de Mormont ⁽²⁾.

Les ondulations expliquent la largeur d'affleurements du Siegenien supérieur le long de la route ; l'assise est bien caractérisée jusqu'à la cumulée 16,900 mètres.

Au delà, nous avons fait les observations suivantes : un banc de macigno brun est suivi, cinq mètres plus loin, de macigno fossilifère, de calcaire impur et de dolomie ⁽³⁾ à crinoïdes sur deux mètres cinquante de puissance; au delà d'un mur de soutènement, jusqu'à la cumulée 17,050, un pointement formé de grauwacke brune et de schistes fins, et en un autre endroit, des débris de schistes fins; à la cumulée 17,100 un affleurement de grès blanc. Du grès blanc analogue apparaît sous forme de débris deux cents mètres vers le Sud-Sud-Ouest, le long d'un chemin qui suit le versant Sud du vallon où coule le ruisseau du Fond de Menil; ces débris renferment des crinoïdes et autres fossiles.

Les grès se trouvent sur le prolongement en direction des grès de Clerheid. Avec les macignos, schistes et grauwacke susjaccents ils constituent, dans la coupe, la partie supérieure du Siegenien moyen. La partie inférieure de cette assise n'est plus observable dans l'état actuel des talus de la route.

Dans le talus situé à 200 mètres à l'Ouest de la 18^e borne, il y a des débris de schistes et de grès du Siegenien inférieur et un pointement de grès blanc. Au delà de la borne affleurent des schistes ou phyllades bleus avec intercalations de grès et grès-quartzites ; on remarque, entre autres, une lentille de six mètres de puissance.

A l'Est de la 19^e borne, les schistes bleus passent insensiblement à des schistes verts et noduleux du Gedinnien. La limite peut être tracée à cinquante mètres à l'Ouest du chemin qui descend du lieu-dit Derrière-Plainmont.

(1) VAN TUYN, *op. cit.*, pp. 193 et 194.

(2) X. STAINIER, Feuille Durbuy-Mormont au 1/40.000^e. — VAN TUYN, *op. cit.*, pl. III.

(3) Cette roche sera décrite par M. Ronchesne.

Jusqu'à la borne 20, le Gedinnien est constitué surtout par des schistes et schistes quartzeux verdâtres, souvent noduleux, renfermant des bancs de grès. Une intercalation de schistes lie de vin est visible sur quelques mètres à peine.

Au delà de la borne 20, ce sont les schistes lie de vin et bigarés qui dominent franchement et qui reposent par l'intermédiaire de quelques bancs d'arkose et de poudingue pisaire sur les quartzophyllades du Salmien inférieur.

Les couches du Siegenien inférieur et du Gedinnien sont affectées d'une série d'ondulations largement ouvertes.

On remarquera que le facies grès blanc de Clerheid se prolonge dans cette coupe; du grès à facies anoreux existe aussi dans le Siegenien inférieur.

6. *Deux-Rys, Petite-Hoursinne, Chêne-al-Pierre.* — Deux-Rys se trouve, comme l'a montré M. Van Tuyn, sur les phyllades et grès du Siegenien supérieur. Entre Deux-Rys et Petite-Hoursinne, ces couches affleurent en plusieurs endroits le long du chemin qui suit la rive droite du ruisseau du Bois-du-Pays. Ainsi à six cents mètres à l'Est de Deux-Rys, une ancienne excavation montre quelques bancs d'un grès-quartzite devenu brun au milieu de phyllades bleus (direction Nord 45° Est; inclinaison Est 45°); trois cents mètres plus loin affleurent des schistes quartzeux bleus à inclinaison faible vers l'Ouest. Ces schistes renferment un banc isolé, épais de vingt centimètres, très calcaireux et fossilifère avec :

Platyorthis circularis
Schizophoria provulvaria
Stropheodonta virgata
Leptostrophia explanata
Camarotoechia daleidensis
Spirifer hystericus
Athyris avirostris
Leiopteria pseudolaevis
Pterinea costata.

Les formes qui paraissent les plus abondantes dans le gîte sont *Sp. hystericus*, *A. avirostris* et *C. daleidensis*.

Au delà du petit chemin qui traverse la vallée, on retrouve les gros bancs de grès-quartzites, qui ont ici une direction Nord-Sud et une inclinaison vers l'Ouest de 15°. On voit que les couches du Siegenien supérieur décrivent un synclinal à ennoyage

vers le Sud-Ouest. L'allure est conforme à celle que nous avons observée dans la coupe précédente.

Des schistes phylladeux avec intercalations de bancs de grès, grès-quartzite et grauwacke bruns, parfois calcarifères, affleurent ensuite sur le versant Sud-Ouest du ruisseau du Bois-du-Pays, le long du chemin qui descend vers le ruisseau de Hoursinne. On arrive ainsi au carrefour de six chemins, qui se rencontre à sept cents mètres au Sud-Ouest de Laid-Oiseau.

Au carrefour même et le long du chemin qui se dirige vers Mormont, on voit une série de phyllades et de schistes phylladeux, fins, renfermant des bancs de grès micacé brun, à joints plans, et quelques bancs de grauwacke calcareuse. Les couches sont fossilifères au carrefour et à l'Ouest du carrefour. Le gîte est riche en lamellibranches. Dans du grès micacé, brun, en plaquettes, nous avons trouvé :

- Platyorthis circularis*
- Stropheodonta herculea*
- Camarotoechia daleidensis*
- Trigéria carinatella*
- Spirifer hystericus* ab.
- Athyris avirostris*
- Pterinea costata* ab.
- Actinodesma obsoleta*
- Limoptera semiradiata*
- Goniophora bipartita*.

Une série d'affleurements relie ces couches du Siegenien supérieur à celles que nous avons observées le long de la route de Grandmenil, à l'Est de Mormont.

A l'Est du carrefour les affleurements cessent, ce qui est l'indice du remplacement des couches résistantes du Siegenien supérieur par celles, plus calcareuses, du Siegenien moyen.

Un banc de grauwacke calcareuse fossilifère de cette assise affleure à quatre cents mètres au Nord-Est de Petite-Hoursinne, sur la rive gauche du ruisseau de Hoursinne, le long du chemin qui descend de ce lieu-dit. Des débris de grauwacke fossilifère sont visibles également sur l'autre rive, le long du même chemin, à côté d'un affleurement de quartzites du Siegenien inférieur.

Les intercalations de grès blanc du Siegenien moyen semblent ne plus exister à la latitude de Petite-Hoursinne. Par contre, on les trouve encore à Grande-Hoursinne, sous forme de blocs.

Des schistes grossiers et du grès quartzophylladeux bleus du

Siegenien inférieur se voit à quatorze cents mètres au Nord-Nord-Est de Petite-Hoursinne, dans la berge du ruisseau du Bois-du-Pays. Le Gedinnien apparaît au confluent de ce ruisseau et de celui du Pont Gérard : la berge de celui-ci y est formée de schistes verts à nodules calcaires. Le long du chemin qui monte du confluent au Chêne-al-Pierre on trouve à plusieurs reprises des schistes verdâtres du même niveau géologique; ces schistes sont mélangés à du grès blanc. Du grès blanc gedinnien a été exploité, d'ailleurs, le long de la route d'Aywaille, à sept cents mètres au Nord du Chêne-al-Pierre (direction Nord 55° Ouest; inclinaison Sud-Ouest).

On notera l'existence du facies anoreux dans le Gedinnien de la région.

7. *Deux-Rys, Fays, Harre.* — A partir de Deux-Rys, vers Harre ⁽¹⁾, on suit les couches du Siegenien supérieur sur plus d'un kilomètre : ce sont des schistes et des phyllades bleus renfermant des bancs de grès-quartzite gris bleuâtre et de grauwacke. Elles reposent sur les couches du Siegenien moyen, qu'on suit sur environ six cents mètres de distance : on observe de nombreux bancs de grauwacke et de schistes calcareux fossilifères qui alternent avec des quartzophyllades, des schistes phylladeux et des bancs plus rares de quartzites. On suit les couches à peu près en direction ; un banc est couvert de grandes empreintes de fossiles divers, un autre de *Spirifer primaevus* de grande taille. Nous avons trouvé dans ces couches :

Proschizophoria personata
Stropheodonta Sedgwicki
Stropheodonta Murchisoni
Spirifer Pellico
Spirifer excavatus
Athyris avirostris
Cryptonella rhenana
Camarotoechia daleidensis.

Les couches du Siegenien moyen, à direction Nord 30° à 50° Est et à inclinaison Est-Sud-Est de 50° à 75°, appartiennent au flanc Sud-Est d'un anticlinal. A ces roches font suite, vers l'Est, des quartzites du Siegenien inférieur qui ont une direction Nord-Sud et une inclinaison de 20° vers l'Ouest ; ces dernières

(1) La description détaillée de cet affleurement a été donnée par M. VAN TUYN, *op. cit.*, pp. 205 et 206.

couches font donc partie du flanc Ouest d'une ondulation anticlinale. M. Van Tuyn a établi que ce contact anormal est le fait de la faille de Mormont.

Si l'on se reporte à la feuille Durbuy-Mormont de la Carte géologique de la Belgique au 1/40.000, on voit que la faille de Mormont prend à l'Est de cette localité une direction Est-Nord-Est, pour passer au Sud de Harre. L'âge et l'allure des couches que nous avons relevés dans la région comprise entre Mormont, Harre et Grandmenil, bien que les affleurements soient disséminés, ne nous permettent pas d'adopter ce tracé.

Nos observations viennent appuyer la manière de voir de M. Van Tuyn, qui fait prendre à la faille, à partir de Mormont, une direction franchement Nord-Est, de façon à passer par le contact anormal signalé ci-dessus.

Le Siegenien inférieur de la lèvre Est de la faille présente de nombreux affleurements le long de la route de Fays jusqu'à cinq cents mètres au Nord de la bifurcation et ensuite le long de la route de Harre, sur plus d'un kilomètre. Ce sont des quartzites, des quartzophyllades et des schistes phylladeux quartzeux ; les couches schisteuses sont moins phylladeuses, plus grossières que plus au Sud.

Les couches sont plissées; de direction approximativement Nord-Sud (inclinaison Ouest = 15° à 20°) à la bifurcation et le long de la route de Fays, elles acquièrent plus à l'Est une direction Est-Ouest (inclinaison S. = 50°) et plus loin une direction approximative Nord 40° Ouest, inclinaison Ouest de 20° . Elles décrivent donc un pli, à ennoyage vers le Sud-Ouest, qui explique le remplacement dans cette direction du Siegenien inférieur par des assises plus récentes; cette allure est conforme à ce que nous avons dit au sujet du relèvement vers le Nord-Est du synclinal d'Eveux.

En continuant vers Harre, on observe les schistes verts et lie de vin du Gedinnien. Les couches de base du Dévonien affleurent à l'Est de Harre, dans le talus de la 100^e borne de la grand'route d'Aywaille : on y voit des schistes rouges et de l'arkose pisaire en contact discordant avec les quartzophyllades salmiens. Les couches dévoniennes ont une direction Nord 30° Est et inclinent de 70° vers le Nord-Ouest.

8. *Fays, Source de Harre, Burnontige, Werbomont.* — En suivant la route de Fays à Ferrières, nous observons, en approchant de la vallée du Vieux-Fourneau, des schistes fins bleus et des débris nombreux de grès blanchâtre. M. Van Tuyn y a

recueilli quelques fossiles dont plusieurs valves de *Spirifer carinatus* ⁽¹⁾ ; il range ces couches, avec doute, dans le Siegenien supérieur. Nous sommes d'avis qu'elles appartiennent à l'Emisien inférieur, dont elles constitueraient la base, et qu'elles sont un témoin du facies grès blanc de Mormont.

Aux environs de la source de Harre, on voit les schistes phylladeux et les grès quartzitiques bien caractérisés du Siegenien supérieur. La même assise existe à Jehonheid, où elle affleure au Nord du ruisseau du Vieux-Fourneau, le long de la route de Burnontige; on y voit, entre autres, des schistes et des grès altérés verdâtres micacés. M. Van Tuyn y a trouvé quelques fossiles : *Chonetes plebeja*, *Spirifer hystericus* (abondant), *Spirifer excavatus*, *Athyris avirostris*, *Goniophora Schwerdi* ⁽²⁾. Le Siegenien supérieur est encore exposé dans la tranchée du chemin de fer vicinal de Ferrières à Manhay, à la station de Burnontige : ce sont des schistes quartzeux, grossièrement feuilletés, des schistes micacés avec quelques bancs de grès.

A environ huit cents mètres à l'Est de la station de Burnontige, sur la rive droite du ruisseau de la Heid Chaude, on voit affleurer, dans le talus de la route de Burnontige à Werbomont, quelques bancs de grauwacke calcareuse et gréseuse, de quartzophyllades gris-bleu ou jaune-brun, très fossilifères. Sur deux mètres de puissance, il y a au moins trois bancs à crinoïdes et autres fossiles. Outre des crinoïdes, des polypiers abondants et des bryozoaires, ces couches renferment :

Platyorthis circularis
Stropheodonta Murchisoni
Stropheodonta Sedgwicki
Schuchertella ingens
Camarotoechia daleidensis
Spirifer excavatus
Athyris avirostris
Pterinea costata.

Ces couches appartiennent au Siegenien moyen. Elles ont une direction Nord 20° Est et une inclinaison de 55° vers l'Ouest. Immédiatement à l'Est de l'affleurement, le talus du chemin qui longe le ruisseau est couvert, sur une cinquantaine de mètres, de nombreux débris en place de grès gris clair, blan-

(1) *Loc. cit.*, p. 214.

(2) *Loc. cit.*, p. 219. M. VAN TUYN a rangé ces couches dans le Siegenien moyen.

châtre, avec crinoïdes abondants, des tentaculites et des brachiopodes indéterminables.

On remarquera que dans cette coupe, des grès blancs fossilifères se trouvent dans la même situation stratigraphique que dans la coupe du ruisseau de Moya.

A environ deux cents mètres à l'Est de l'affleurement du Siegenien moyen, une carrière ancienne montre du grès-quartzite gris clair, gris-bleu, en bancs irréguliers, séparés par des couches minces de schistes bleus, gris clair, par altération. L'affleurement a six mètres de puissance (direction Nord 15° Est, inclinaison Ouest 45°). Ces roches appartiennent au Siegenien inférieur.

A Werbomont on se trouve sur les schistes bigarrés du Gedinnien. Des schistes rouges sont visibles, entre autres, dans une fouille ouverte le long de la route de Florenville, à deux cents mètres au Sud du croisement des routes.

La limite entre le Gedinnien et le Salmien passe à six cents mètres à l'Est du croisement.

CONCLUSIONS

Au point de vue stratigraphique, la région étudiée renferme du Siegenien et du Gedinnien.

Le Siegenien supérieur présente le même facies que dans le bassin de Laroche ; il est formé de schistes ou de phyllades bleus, souvent quartzeux, renfermant des bancs isolés ou réunis en paquets de grès et grès-quartzites bleuâtres, devenant généralement bruns par altération. Les couches sont très souvent micacées. Les joints de stratification des intercalations quartzieuses sont plans, réguliers, ce qui permet de les distinguer des couches gréseuses du Siegenien moyen. Subsidiairement, on trouve dans le Siegenien supérieur des bancs isolés de grau-wacke calcareuse.

Le Siegenien moyen est caractérisé par l'abondance de bancs calcareux et schistes calcareux très fossilifères qui alternent avec des schistes, des quartzophyllades, voire des quartzites. Il renferme du calcaire à crinoïdes et aussi de la dolomie. Dans la région de Clerheid, l'assise est très schisteuse; à certains niveaux les bancs calcareux sont réduits à des nodules.

Le Siegenien moyen de la région étudiée est remarquable par l'intercalation de grès à facies anoreux, c'est-à-dire de grès blanc ou très clair, souvent fossilifère. Ces intercalations se trouvent réparties sur toute l'épaisseur de l'assise, comme en témoignent

les observations suivantes. Entre Marcouray et Devantave, du grès blanc à crinoïdes existe dans la moitié inférieure de l'assise, le long du ruisseau de Moya, vers le sommet le long du ruisseau de Doneux. A Amonines, une intercalation de grès blanc se présente à cinquante mètres au-dessus de la base. Dans la région de Clerheid, il y a plusieurs intercalations dans la moitié supérieure de l'assise ; des bancs fossilifères, qu'on peut suivre depuis le chemin d'Erezée à Clerheid jusqu'à la route de Mormont à Grandmenil, soit sur une distance de trois kilomètres, constituent le sommet de l'assise ; c'est à ces grès que M. Mailieux a donné le nom de grès de Clerheid. Nous retrouvons ensuite les grès à facies anoreux au Nord de Burnontige, où ils sont intercalés dans la moitié inférieure du Siegenien moyen.

Le Siegenien inférieur est formé, comme dans les autres parties de l'Ardenne, d'une alternance de phyllades ou schistes bleu foncé, de quartzophyllades et de quartzites généralement de tonalité claire. Des intercalations à facies anoreux, mais non fossilifères, existent dans la région, ainsi dans le Bois Wemase, où M. Stainier leur a donné le nom de grès blanc de Cielle. Du quartzite blanc existe aussi au même niveau, à l'Est d'Amonines et le long des routes de Grandmenil à Mormont et à Erezée.

Le Gedinnien est représenté seulement par son assise supérieure, comme partout ailleurs autour du massif cambrien de Stavelot. Il est formé d'un ensemble de schistes bigarrés, lie de vin et verdâtres, souvent à nodules calcaires, dissous dans les affleurements, dans lesquels sont intercalés des bancs de grès verdâtre ou gris. Localement les couches verdâtres dominent vers la partie supérieure de l'assise, qui renferme néanmoins toujours des schistes lie de vin. Une intercalation de grès blanc à facies anoreux existe aux environs du Chêne-al-Pierre. Les couches de base du Gedinnien sont des bancs d'arkose et de poudingue pisaire qui peuvent atteindre une vingtaine de mètres de puissance.

La région entre Laroche et Werbomont est remarquable par l'extension du facies anoreux qui se rencontre dans la plupart des assises éodévoniennes. Dans le Gedinnien, nous avons le grès blanc du Chêne-al-Pierre, auquel il faut ajouter le grès blanc crème de Samrée, distingué par M. Stainier ; dans le Siegenien inférieur existent le grès blanc de Cielle et les grès clairs des routes de Grandmenil à Mormont et à Erezée. Dans le Siegenien moyen, nous avons trouvé des intercalations de grès blancs fossilifères depuis le ruisseau de Moya jusqu'à Werbomont ; entre les routes d'Erezée à Grandmenil et de Mor-

mont à Grandmenil, ces grès ont été désignés par M. Maillieux sous le nom de grès de Clerheid. Rappelons enfin que des grès blancs fossilifères dits grès de Mormont existent dans l'Emsien inférieur. M. Van Tuyn a suivi ce facies depuis deux kilomètres au Nord de Marcourt jusqu'à Lignely ; nous en avons trouvé encore un témoin à plus de trois kilomètres plus au Nord, entre Vieux-Fourneau et Fays.

Au point de vue tectonique, la région étudiée appartient au bord oriental du bassin de Dinant. Les plis de ce bassin, de direction Sud-Ouest, Nord-Est, à l'Est de la Meuse, s'atténuent petit à petit en s'approchant du massif cambrien de Stavelot ; aussi les couches siegeniennes et gedinniennes se présentent-elles sous forme de bandes à direction *grosso modo* Nord-Sud ou Nord-Nord-Est.

Les couches du Siegenien supérieur sont localement renversées à Amonines et à Clerheid. Les autres couches inclinent normalement vers l'Ouest, le plus souvent de 40°, ou sont affectées de plis normaux ; c'est généralement le cas pour le Siegenien inférieur et le Gedinnien.

Dans la région de Mormont-Fays, on trouve le prolongement du pli : anticlinal d'Oppagne, synclinal d'Eveux, un des grands plis de la région orientale du bassin de Dinant. Ce pli est cisailé par une faille que M. Stainier a appelée faille de Mormont. M. Van Tuyn a établi que celle-ci se dirige, à partir de Mormont, vers le Nord-Est, pour passer à l'Est de Fays. Nos observations viennent confirmer cette opinion. Au Nord de Fays, nous n'avons plus trouvé trace de la faille ; nous pensons que celle-ci se perd dans la bande du Siegenien inférieur, en même temps que disparaît le pli Oppagne-Eveux.

La faille de Mormont nous apparaît présenter là une signification analogue à celles qui, plus au Nord, et particulièrement dans la région de Ferrières, découpent les plis de la bordure orientale du bassin de Dinant. Des géologues ont cru récemment pouvoir attribuer une plus grande importance à cette faille ⁽¹⁾. Nous n'avons trouvé dans la région étudiée aucun argument à l'appui de cette thèse.

(1) I. DE MAGNÉE, Session extraordinaire de 1932. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LV, 1934, pp. 65-66.)

Une deuxième expérience de tectonique à grande échelle; application de ses résultats à la tectonique du Nord-Ouest de l'Europe,

par R. DESLAGMULDER.

(Pl. II et III.)

Nous avons exposé dans une précédente note ⁽¹⁾ les curieux résultats d'une expérience fortuite de tectonique expérimentale, à grande échelle, qui nous a permis de vérifier certaines des lois de la déformation des *visqueux sédimentaires* soumis à l'action tangentielle d'un front subrectiligne se déplaçant parallèlement à lui-même. De nouveaux ouvrages, exécutés dans des conditions et avec des moyens techniques différents, ont réalisé une seconde expérience, dont l'ampleur et les résultats ne le cèdent en rien à la première.

Dans la première expérience, la surface intéressée par les mouvements atteignit 4.000 mètres carrés avec un volume émergé de 1.300 mètres cubes, tandis que la masse totale en mouvement dépassait 10.000 mètres cubes. Dans celle qui fait l'objet de la présente note, la surface affectée par les déformations dépassa 7.500 mètres carrés et la masse en mouvement peut être évaluée à 10.000 mètres cubes. Avec leurs déformations, dont l'ordre de grandeur est la centaine de mètres, elles sont toutes deux à l'échelle du millième des phénomènes tectoniques naturels. Nous insistons sur le fait que notre rôle se borna uniquement à l'observation du phénomène, sans que nous ayons pu, en aucune façon, intervenir dans la conduite des opérations.

Les travaux ont été localisés, cette fois, dans l'angle Sud-Est du *marais*, vaste dépression topographique à fond graveleux qui avait servi pendant plusieurs années d'exutoire à un courant d'eaux très boueuses et que les dépôts importants qui en furent la conséquence avaient comblée peu à peu. L'état des lieux est représenté à la figure 2. On y remarque : au Nord-Est, à l'Est et au Sud-Est une digue fixe, construite à une date assez ancienne, en argile mêlée de gravier et imperméable; au Sud-Ouest un affleurement continu de sables argileux couverts de broussailles et de taillis. Au Nord-Ouest existait une communi-

(1) Une belle expérience de tectonique appliquée en Campine. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. 43, 3^e fasc., pp. 410-416. Bruxelles, 1933.)

cation avec le *grand bassin*. Une levée de terre sableuse, dépassant à peine le niveau des eaux, et même submergée en certains endroits, s'avancait comme un épi vers le centre de cette partie du bassin. Une couche de sédiments de faible densité, de même nature que ceux qui ont été décrits à propos de notre première expérience, en couvrait le fond. Ces sédiments, très fluides, étaient formés d'éléments dont les dimensions allaient de la poudre impalpable à 3 m/m environ. Ils étaient très plastiques, mais prenaient une certaine consistance par dessiccation. Il subsistait encore, au début des travaux, une profondeur d'eau d'environ cinquante centimètres.

Le remblayage se fit au point A, au moyen d'un élévateur. Les remblais étaient formés d'une boue graveleuse, qui avait

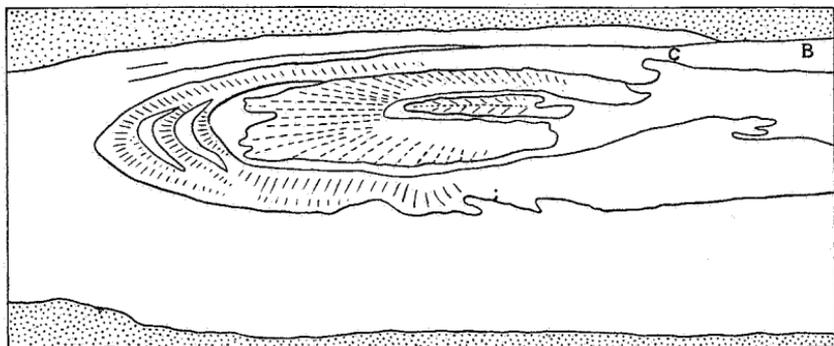


FIG. 1.

tendance à s'étaler sur le fond du bassin; leur densité était telle qu'ils refoulaient devant eux les dépôts visqueux préexistants. Mais, tandis que pour la première expérience les remblais étaient secs et l'avancement du front relativement lent, par suite de la grande longueur de la zone à remblayer, la concentration, dans la seconde expérience, des travaux en un seul point et la fluidité des remblais ont causé des déformations rapides, dont même l'aspect superficiel était entièrement différent de ce qui a été observé précédemment.

Grâce à l'aptitude à la déformation de notre visqueux, l'intensité de l'effort n'a pas nui à la valeur tectonique des observations. Elle a simplement imprimé au phénomène un caractère spécial, ce qu'on pourrait appeler *l'empreinte paroxysmale*, tandis que la progression lente et continue du front de notre première expérience devait plutôt se comparer aux mouvements précurseurs des grands cycles tectoniques.

Aussitôt que les remblais ont imposé au visqueux une surcharge suffisante, les sédiments se sont mis à fluer dans toutes les directions libres ⁽¹⁾, tandis qu'un ressaut, du type *déformation guidée* défini dans notre précédente étude, se formait au contact des remblais et du visqueux. La forme arquée de ce ressaut était imposée par l'allure en demi-cercle de la base du demi-cône de remblayage. Mais par suite de l'augmentation, avec les progrès des travaux, du rayon de la base des remblais, *l'onde guidée*, asservie à son contact, est forcée de parer à l'accroissement de longueur de l'arc embrassé. Il en résulte un étirement du bourrelet principal, étirement mis en évidence par les cassures en éventail dont sa surface est affectée. D'autre part, la progression de l'onde principale, par contact direct et transmission à distance, cause à son tour la surrection de nouvelles ondes de plissement subcirculaires, dans lesquelles le phénomène d'étirement et les cassures en éventail s'observent également.

Cette série d'ondulations en arcs de cercles de plus en plus enveloppants figure assez bien la déformation libre définie dans le compte rendu de notre première expérience. Le mode d'accroissement est nettement dirigé du dedans vers le dehors, les ondes les plus externes de la zone plissée ayant des directions de moins en moins asservies et étant d'âge de plus en plus récent. Ce stade est schématisé aux croquis I et II de la figure 2. Le cliché 1 (Pl. II) en donne, d'autre part, une photographie d'ensemble, sur laquelle on distingue nettement, au centre de l'arc, à la droite du cliché ⁽²⁾, la teinte claire et l'aspect uniforme et lisse des remblais, contrastant avec la teinte foncée, les rides successives et l'éventail de fractures du visqueux refoulé.

Pour rendre plus sensibles les traits généraux de la déformation, nous avons décalqué à la figure 1 les lignes principales du cliché n° 1, les traits interrompus indiquant les directions générales des cassures superficielles. L'examen de cette figure fait immédiatement songer à la *virgation libre* définie par Emile Argand ⁽³⁾.

La comparaison de la figure 1 et du schéma publié par cet

(1) Cf. CH. GORCEIX, *Origine des grands reliefs terrestres*. Paris, Lechevalier, 1924.

(2) $x = 95$ mm. — $y = 40$ mm. Le repérage dans les clichés se fera à partir de l'angle inférieur gauche (origine), le bord inférieur figurant l'axe des abscisses et le bord gauche, l'axe des ordonnées.

(3) EM. ARGAND, *La Tectonique de l'Asie*. (C. R. XIII^e Congrès géol. int. Bruxelles, 1922, p. 207.)

auteur ⁽¹⁾ fait ressortir la grande similitude existant entre les deux phénomènes. Une différence importante s'observe toutefois : le tracé des lignes de flux d'É. Argand coïncide dans nos expériences avec celui des fractures que montre si clairement la surface du visqueux. Celles-ci, à bien prendre les choses, représentent en réalité les limites des segments élémentaires du flux visqueux. Une analogie aussi complète n'est évidemment pas l'effet du hasard. La question d'échelle mise à part, c'est bien le même phénomène que représentent les deux figures susdites. Mais nos observations apportent un fait nouveau : l'apparition, au cours de l'évolution d'une virgation, d'un faisceau de cassures divergentes, que nous appellerions radiales si le mot n'avait pas servi, abusivement selon nous, à désigner un autre type de faille.

L'origine d'une virgation libre peut donc bien, semble-t-il, être cherchée dans l'écoulement d'un flux visqueux refoulant devant lui des sédiments tectoniquement homogènes, dans une zone largement ouverte, où les plissements peuvent s'édifier en pleine pâte et où n'existe aucune influence initiale suffisamment importante pour imposer aux plis une direction différente de celle résultant de l'allure générale de l'arc.

Aussitôt que se présente un obstacle, ou que le flux touche un accident rompant l'homogénéité du milieu, la virgation, par un jeu très délicat, s'adapte à la situation nouvelle par une variation convenable de la direction des lignes de flux ⁽²⁾.

Un exemple très caractéristique de cette adaptation aux conditions régionales est donné par l'évolution de la zone occidentale de notre visqueux. La forme classique de la virgation libre s'est conservée aussi longtemps que l'onde de plissement a pu se développer dans une zone dégagée et à l'abri de toute influence externe. Mais dès que le front des plis a abordé l'épi médian, un véritable mouvement de flanc s'est esquissé, mouvement qui s'est traduit bientôt par la surélévation de l'axe anticlinal au droit de l'obstacle et qui amena un segment de l'onde guidée en contact immédiat avec l'épi. La partie orientale de l'onde principale continuant son mouvement de progression vers le Sud, une fracture transversale se développe en face de l'extrémité de l'épi médian, causant une première segmentation, ainsi que le schématise le croquis III de la figure 2.

Une seconde division par décrochement se produit bientôt

(1) EM. ARGAND, *op. cit.*, p. 333.

(2) Cf. EM. ARGAND, *op. cit.*, p. 210.

après, rompant la continuité du front occidental, pour en former deux segments indépendants, tectoniquement spécialisés, repérés *a* et *b* au croquis IV de la figure 2. Le segment *a*, dont la progression est contrariée par un taillis, va s'atrophier faute de matière et d'espace libre; la masse presque totale du visqueux située derrière l'épi déferle sur le segment forcé *b*, qui tente vainement de surmonter l'obstacle qui s'oppose à son avance. Les parties Sud et Est de la virgation continuent, par contre, librement leur progression, tandis que le flux tend à contourner l'extrémité de l'épi.

Le cliché 3 (Pl. III) donne une belle vue de la zone occidentale à ce stade de son évolution. On y voit très nettement au fond, à gauche, la virgation orientale contournant l'extrémité de l'épi médian; au centre, le segment forcé *b* exalté et profondément disloqué, et à droite, l'extrémité du segment atrophié *a* avec la cassure qui les sépare (1). A ce moment la surface du visqueux intéressée par les déformations dépasse 2.500 m².

Mais l'évolution ne s'arrête pas là. La virgation orientale continuant à se déployer, la matière va bientôt manquer à la ride principale pour parer à l'augmentation de longueur résultant de la progression de l'onde. Une nouvelle segmentation intervient, la partie occidentale de la virgation s'éloignant vers le Nord-Ouest, tandis que la partie méridionale continue son avance vers le Sud. On se trouve à ce moment, ainsi qu'on peut le voir au croquis V de la figure 2, en présence de quatre segments bien individualisés et dont la destinée est nettement différente au point de vue tectonique.

Il ne faudrait pas considérer cette segmentation comme une fiction commode pour distinguer entre elles diverses parties d'un même ensemble tectonique. Loin de là : « Nos segments de flux — comme le dit très bien É. Argand (2) — sont des volumes réels, remplis d'une matière soumise à un certain régime d'écoulement et de déformation... Les grands aspects qualitatifs du régime sont communs à toute la masse, mais les détails quantitatifs varient par transitions ménagées, quand on passe de l'un à l'autre des diamètres que le segment est censé contenir. »

Si l'on s'arrête un instant au croquis VI de la figure 2, on

(1) $x=35$ mm. — $y=38$ mm. Virgation orientale.
 $x=60$ mm. — $y=25$ mm. Segment *b*.
 $x=95$ mm. — $y=10$ mm. Segment *a*.

(2) EM. ARGAND, *op. cit.*, p. 226.

peut distinguer trois segments de virgation *a*, *c* et *d*, évoluant du type de la virgation libre à celui de la virgation forcée, et

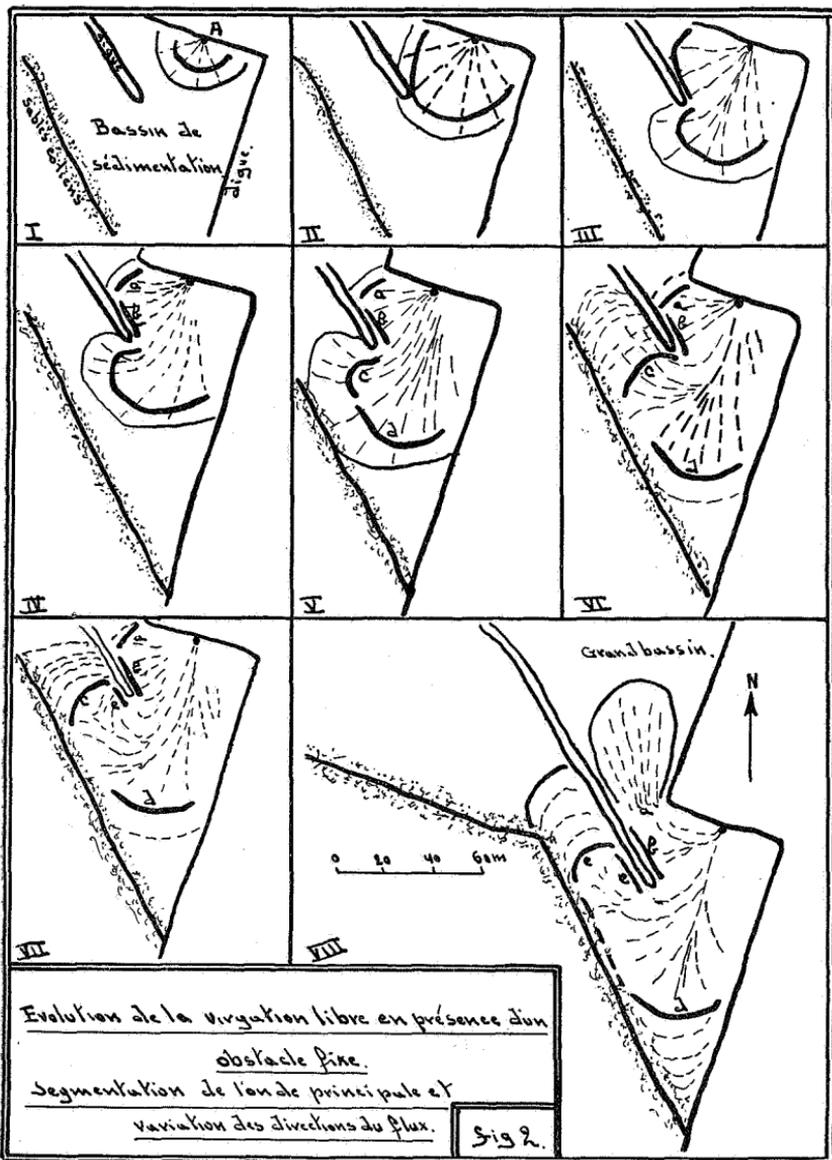


FIG. 2.

un segment frontal forcé *b* moulé contre la face Nord-Est de l'épi médian. Ce segment forcé, dont l'importance a crû lentement depuis le début de la segmentation, a atteint en certains

points une hauteur de deux mètres, constituant ainsi le point culminant de l'ensemble du système plissé.

Cette remarque vient confirmer les observations d'É. Argand ⁽¹⁾ : « Ce n'est pas seulement en plan que les chaînes, les nappes et les plis subissent l'influence des obstacles : c'est, au total, en volume. Le flux plastique, en s'écoulant, éprouve une retenue à l'arrière des obstacles; il s'élèvera donc, toutes choses égales d'ailleurs, plus haut dans les segments à obstacles que dans ceux où l'écoulement demeure moins contrarié. Dans le premier cas il se formera, sauf circonstances particulières, un bombement axial; dans le second, un segment moins exalté. »

La différence entre la hauteur des segments *b* et *c* est bien visible au cliché 3 (Pl. III), qui fixe le stade IV de la figure 2, et surtout au cliché 4 (Pl. III), qui représente le stade VI de la même figure. On voit, à la partie droite de ce dernier cliché, que le segment *a*, complètement atrophié, n'est déjà plus représenté que par quelques témoins.

Mais le segment *c*, coïncé dans le véritable chenal que limitent au Sud le bord Sud-Ouest du bassin et au Nord la face Sud-Ouest de l'épi médian, voit sa progression entravée par leur action retardatrice. Une nouvelle segmentation s'impose à son aile droite, et le segment dérivé *e*, rectifiant son front, vient — nouvel élément frontal forcé — se mouler sur la face Sud-Ouest de l'épi. On se trouve alors en présence de cette situation paradoxale que, malgré l'unité du point d'alimentation du flux, deux ondes parallèles s'affrontent de part et d'autre de la digue intérieure, la première poussée du Nord-Est, la seconde arrivant du Sud-Ouest; la direction du flux qui commande l'évolution du segment forcé *e* a dû, pour réaliser cette situation, décrire un arc de plus de 180° entre son origine et son extrémité ⁽²⁾.

Faisons remarquer ici qu'il s'agit bien du mouvement réel du flux, l'épi médian fixe constituant un repère de premier ordre pour la détermination de l'origine et de l'importance des déformations. Cette constatation doit nous rendre très prudents quand, après avoir étudié une région déformée, il s'agit de fixer la direction du flux, cause de la déformation. Il se peut, en effet, et le cas se présentera d'ailleurs souvent, que le segment de flux étudié ne soit qu'une branche dérivée d'un flux plus important, dont la direction pourra être entièrement différente de celle indiquée par les études locales ou régionales.

S'il suffit, pour expliquer la tectonique d'une région plissée,

(1) EM. ARGAND, *op. cit.*, p. 175.

(2) FIG. 2, croquis VII.

de déterminer les caractéristiques du segment de flux qui l'a déformée, la connaissance de ces caractéristiques ne suffit pas pour fixer la cause du phénomène, c'est-à-dire la déformation tectonique qui a déclenché le mouvement de progression du visqueux.

On conçoit, en effet, que toute une série de flux, même importants, puisse prendre naissance sur les deux flancs d'un géanticlinal, la cause réelle des virgations étant, dans ce cas, non le flux sédimentaire ou la surrection du géanticlinal, mais l'*effort tectonique* qui est le moteur de cette surrection.

L'effort principal du remblai se reporte ensuite sur le segment *a*, qui acquiert bientôt une nouvelle vigueur et cause l'apparition au Nord-Ouest, dans la partie libre du bassin, d'une curieuse zone de soulèvement, schématisée au croquis VIII de la figure 2, et dont l'aspect superficiel est fixé au cliché 2 (Pl. II).

Il a déjà été dit que la surface intéressée par les mouvements a atteint 7,500 m² et la masse en mouvement dépassé 10,000 m³.

La valeur exacte des observations qui précèdent et l'intérêt réel de nos expériences — qui par leur ampleur et surtout par les nombreux incidents qui peuvent en réduire les résultats sont condamnées à rester exceptionnelles — résultent des considérations suivantes.

On a reproché à la tectonique expérimentale l'énorme disproportion existant entre l'échelle de ses expériences et celle des phénomènes tectoniques naturels. Il semblait bien qu'un certain scepticisme n'était pas déplacé à l'égard des résultats d'expériences faites sur des modèles minuscules, dont les plus grands ne dépassaient pas l'échelle du millionième ; et il y avait sans doute quelque hardiesse à vouloir appliquer à la terre les lois de déformation observées sur des visqueux singuliers, étudiés à une échelle telle que le microscope aurait pu être employé avec succès pour examiner le détail du phénomène. Cependant, les lois formulées par le Commandant Gorceix ont pu être appliquées, ainsi qu'on l'a vu, sans difficulté aucune, à nos expériences faites sur des modèles mille fois plus grands.

Mais si notre seconde expérience a constitué une nouvelle vérification partielle de ces lois, elle a de plus réalisé, à une dimension mille fois plus petite, la virgation libre d'É. Argand et mis en lumière l'individualisation de segments élémentaires libérés par un système de décrochements en éventail ouvert.

Sans le vouloir, avec nos déformations de l'ordre de la cen-

taine de mètres, nous avons été placé exactement à mi-chemin entre les phénomènes tectoniques naturels, où l'unité de longueur est la centaine de kilomètres, et les essais de la tectonique expérimentale, où les modèles ont souvent eu pour ordre de grandeur la centaine de millimètres. Mille fois plus grande qu'au laboratoire, mille fois plus petite que dans la nature: telle est l'échelle de nos expériences, qui servent ainsi de trait d'union entre la nature et le laboratoire. C'est un véritable pont jeté sur l'intervalle qui les sépare.

La signification véritable de nos expériences étant ainsi bien délimitée, nous pouvons tenter d'énoncer quelques lois de la déformation des visqueux sédimentaires.

La direction réelle de l'*effort tectonique* est un phénomène d'ordre général qui doit s'étudier à la lumière des lois de déformation de la terre et se fixer, à priori, d'après leurs données. On ne peut en aucune façon se baser sur l'allure des déformations pour essayer de la déterminer. Sa connaissance ne peut résulter que d'une étude d'ensemble de l'évolution de la terre.

L'effort tectonique, par les déformations qu'il engendre dans l'écorce terrestre, est la cause de flux visqueux sédimentaires. La direction originelle de ces flux est indépendante de celle de l'effort. Elle dépend uniquement des conditions de lieux et de matières dans la zone où ils prennent naissance.

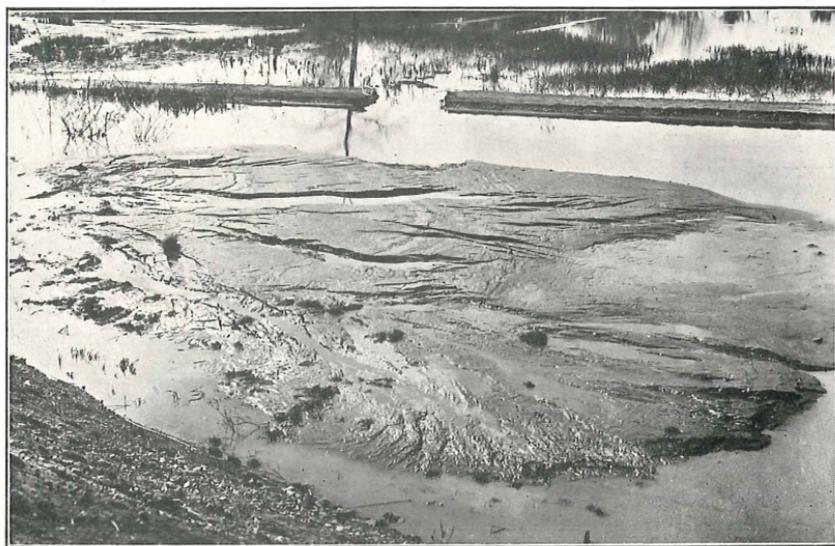
La progression et l'évolution d'un flux sont accompagnées de segmentation. La progression des segments ainsi isolés entraîne des variations dans la direction de leurs diamètres de flux. La variation dans la direction du diamètre d'un segment est indépendante de celle des autres diamètres et dépend uniquement des conditions régionales.

La direction locale des forces tangentielles engendrées par les segments de flux sédimentaires est la résultante de la force appliquée par le flux et des résistances qui s'opposent à sa progression.

Une déformation, même en grande allure, n'est que la juxtaposition des déformations des segments de flux élémentaires; les grands aspects qualitatifs sont communs à toute la masse, mais les aspects quantitatifs sont le résultat de l'adaptation des volumes des segments élémentaires aux conditions locales préexistantes et aux réactions des segments élémentaires voisins. L'influence des conditions locales est quasi inexistante dans le cas d'un segment pouvant se développer librement dans un milieu homogène. Elle devient prépondérante si le flux est faible



CLICHÉ 1.



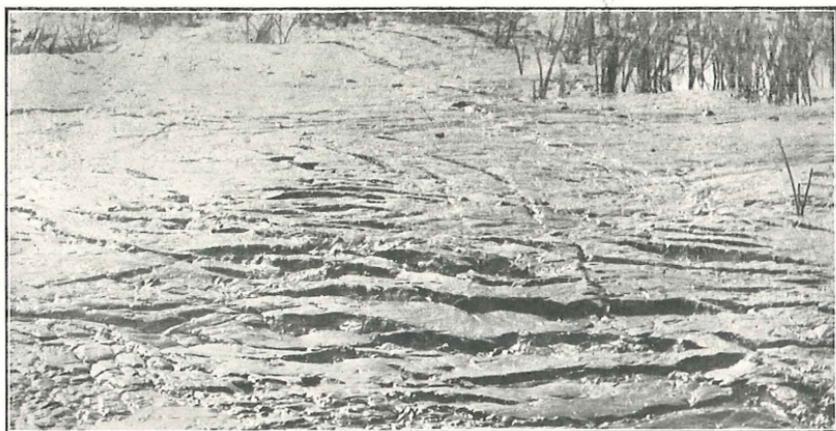
CLICHÉ 2.



CLICHÉ 3.



CLICHÉ 4.



CLICHÉ 5.

ou très visqueux et si le milieu qui s'oppose à sa progression est déjà déformé ou hétérogène.

Revenons maintenant à un aspect particulier de l'expérience, aspect que nous avons négligé à dessein jusqu'ici, pour ne pas alourdir l'exposé. Nous voulons parler des fractures, bien visibles sur tous les clichés, et que nous avons dit représenter assez bien les lignes de flux d'É. Argand.

Si l'on examine en détail les divers clichés, et surtout si — comme nous l'avons fait — on en agrandit certaines parties, on constate que si les diverses rides se sont déplacées d'un mouvement continu au cours de l'expérience, ce déplacement ne s'est pas fait d'un bloc et que, aussi bien l'onde principale que les rides secondaires, en plus de la segmentation déjà signalée, ont été affectées par des fractures nombreuses, d'allure transversale, qui peuvent être peu profondes, mais qui suffisent pour imprimer un caractère tout spécial à leur évolution.

L'aspect superficiel du visqueux en mouvement, si l'on néglige momentanément les ondes de plissement, fait immédiatement penser aux zones d'effondrement. On remarque en effet l'existence d'un nombre considérable de *horst* et de *graben* séparés par des fractures subverticales. Or il ne peut être un seul instant question, dans des sédiments de cette nature, de vides permettant des affaissements. Les failles qui découpent notre visqueux, malgré leur allure singulière, sont de véritables failles, ou de décrochement, ou de soulèvement.

Revoyons le cliché 5 (Pl. III), qui donne un détail pris dans le segment forcé *e* en bordure de l'épi médian et sur le flanc Sud-Ouest de celui-ci. On y remarque un premier groupe de cassures, en direction principale parallèle à la digue, se relayant l'une l'autre avec des rejets relativement importants. Leur origine doit être cherchée dans le traînage du visqueux contre la digue. Ce sont de véritables failles de décrochement dont le rejet a été accentué par l'*exaltation axiale* qui prend naissance dans tout flux visqueux évoluant au voisinage d'un obstacle. La preuve de ce relèvement axial est donnée par les cassures à faible rejet qui limitent les segments de flux élémentaires et dont la direction, perpendiculaire à la digue, forme contraste avec la direction des failles du premier groupe. Les deux systèmes de failles sont composés de failles de décrochement, mais leur origine est bien distincte. Les failles du premier groupe, parallèles à la digue, sont dues à la composante de même direction du mouvement du visqueux et leur rejet est accentué par l'exaltation axiale ;

celles du second groupe résultent directement de la composante perpendiculaire à la digue et de l'exaltation axiale qui en est le résultat immédiat.

Le cliché 2 (Pl. II) donne un aspect curieux des failles qui se développent dans un segment de flux au début de sa progression. L'allure en *horst* et *graben* est ici bien caractéristique. On y voit même, pour une des failles, le sens de la dénivellation passer d'un côté à l'autre des lèvres de la fracture quand on la suit de son origine à son extrémité. Une faille de ce type paraît exister dans le Limbourg hollandais. M. A. Renier en signale une autre, à Gosselies, la faille du Spinois, et ajoute ⁽¹⁾ : « En conséquence, la faille du Spinois peut être tenue pour un décrochement longitudinal. »

Comme cette faille de décrochement ne peut être isolée de l'ensemble du champ de fractures, son existence prouve, mieux que toutes autres considérations, l'origine tangentielle de ces fractures d'allure normale, que tout observateur non averti devrait, faute de preuves, classer sans discussion dans le type de failles d'effondrement.

Leur caractère véritable n'avait d'ailleurs pas échappé à M. F. Kaisin. Dans sa remarquable étude sur la tectonique du bord Nord du bassin de Namur ⁽²⁾, le professeur de Louvain, à propos des environs du Mazy, qui ont été étudiés en grand détail par M. P. Dumon, M. X. Stainier et lui-même, a relevé la présence dans une région où les actions tangentielles paraissent avoir joué un rôle prépondérant, « d'une figure *en damier*, rappelant en petit, mais de façon frappante, la structure qu'on s'accorde à assigner aux gisements houillers de la Campine... Du moment qu'il y a charriage, il y a nécessairement tendance à l'entraînement du substratum, qui obéit dans la mesure où il est déformable... Il va sans dire que cette conception implique pour ainsi dire nécessairement l'existence de fractures transversales (par rapport à la direction des couches) provoquées par l'inégale intensité des frottements ou l'inégale résistance des appuis à l'avant ».

Et il ajoute, dans la même étude ⁽³⁾ : « Un autre effet des

(1) A. RENIER, Une faille en mouvement à Gosselies. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, 1933, t. 43, 3^e fasc., p. 425.)

(2) F. KAISIN, Contribution à l'étude tectonique du bassin de Namur. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, 1^{re} note : t. 42, 1932, pp. 280-302; 2^e note : t. 43, 1933, pp. 127 à 148; 3^e note, 1933, pp. 334-377). — Voir, notamment la p. 338).

(3) F. KAISIN, *op. cit.*, p. 369.

poussées horizontales a été la production de décrochements horizontaux. Certaines failles à pente raide ont leurs lèvres couvertes de stries horizontales. Il y a longtemps que j'ai observé ce fait dans toute la partie du paléozoïque de la Belgique, dont l'allure est presque tabulaire. Pour moi, dans la naissance de la structure tectonique en damier — ou en échelle — on a méconnu le rôle des décrochements. »

La similitude si complète existant entre l'aspect superficiel du visqueux des clichés n^{os} 2 (Pl. II) et 5 (Pl. III), d'une part, et l'image que l'on se fait habituellement des régions effondrées, d'autre part, rend vraiment suspecte la conception tectonique que trop de traités classiques nous donnent de ces régions si caractéristiques, malgré le peu d'importance relative de leurs accidents tectoniques. L'allure en *horst* et *graben* n'est pas suffisante, en l'absence d'autre preuve, pour pouvoir parler d'effondrements, et nous sommes persuadé qu'une revision des zones prétendûment effondrées réserverait bien des surprises.

Ayant une connaissance personnelle assez étendue de la Campine et des régions circonvoisines, lieu de nos occupations habituelles, nous nous laisserons volontiers entraîner à faire usage des données expérimentales ci-dessus exposées pour éclairer la tectonique de la Campine et même du Nord-Ouest de l'Europe.

On est en droit de se demander, en effet, ce qu'il y a lieu de penser du vaste *Schollenland* qui occupe le Nord-Ouest de l'Europe occidentale. A l'examiner de plus près, on admet bientôt que la thèse de l'effondrement est mécaniquement insoutenable. Limité au Nord et à l'Est par le noyau ancien cambro-algonkien de l'Europe et par la bordure néo-hercynienne qui le frange en Écosse et au Donetz, il s'étend au Sud et à l'Ouest jusqu'aux rides calédoniennes du Brabant, épaulées par la ride calédonienne du Condroz et par la ride hercynienne Ardenne-Cornouailles. On peut difficilement admettre que cette vaste région, avec son épaisse couverture carboniférienne, ait pu, dès la fin du Westphalien, avoir une rigidité telle qu'elle ne fut en aucune façon affectée par les mouvements hercyniens qui l'ont entourée d'un cercle quasi continu de massifs plissés et même charriés.

Dans une conférence toute récente, faite à Bruxelles en avril dernier, M. F. Kaisin n'a pas hésité à donner de l'Ardenne géologique une définition qui y englobe la Campine.

« Il conviendra, dit-il ⁽¹⁾, de prendre garde à l'extension de l'Ardenne géologique ainsi définie : s'il est vrai, comme je le pense, que sur le flanc Sud du massif du Brabant, des écailles dévono-carbonifériennes ont entraîné vers le Nord leur substratum siluro-cambrien et si, en Campine, le coulissage a joué le rôle que je lui attribue, ces deux régions, tectoniquement parlant, sont des annexes de l'Ardenne. »

Bien que sorti de l'Université de Louvain depuis plus de dix ans, je n'ai jamais perdu le contact scientifique avec mon ancien maître, dont l'enseignement sera reconnu, par les initiés, en plus d'un passage de ce qui va suivre.

On y verra combien nos conceptions respectives sont proches l'une de l'autre.

Pour procéder méthodiquement, examinons d'abord la direction qu'il convient d'assigner à la poussée. Nous avons déjà signalé que le déversement généralisé et même le charriage vers le Nord du bassin de Dinant ne permettent en aucune façon de localiser au Sud l'origine de la poussée ⁽¹⁾. Mais quel que soit le choix auquel on veuille s'arrêter, le *Schollenland* a dû être profondément affecté, non seulement par les mouvements hercyniens, mais même par les paroxysmes postérieurs. La poussée venant du Sud, en effet, il serait impossible que l'anticlinal du Brabant, qui venait encore de jouer à l'époque néo-calédonienne, eût pu absorber, sans en transmettre une bonne partie vers le Nord, l'énorme quantité d'énergie qu'ont dû lui appliquer les charriages hercyniens qui s'étendent de l'Ardenne aux Cornouailles. Si l'on préfère la localiser au Nord, en incorporant le *Schollenland* dans le socle continental hercynien du bouclier scandinave, il faudra tenir compte de la déformation de l'anticlinal du Brabant, qui doit jouer dans ce cas le rôle de la *serre* d'É. Argand ⁽²⁾.

On voit donc que, quelle que soit l'hypothèse à laquelle on désire donner la préférence, l'anticlinal du Brabant et la chaîne hercynienne qui le déborde vers l'Est ont dû appliquer à la couverture dévono-carboniférienne du *Schollenland* une action tangentielle de compression. Il est inadmissible, dans ces conditions, de séparer le *Schollenland* de l'Ardenne, pour en

(1) F. KAISIN, L'Ardenne hercynienne. (*Rev. Quest. scient.*, mai 1934, Bruxelles, p. 369.)

(2) R. DESLAGMULDER, Une belle expérience de tectonique appliquée en Campine. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, 1933, t. 43, 3^e fasc., p. 414.)

(3) ÉM. ARGAND, *op. cit.*, p. 202.

former deux unités distinctes et leur assigner un style tectonique différent.

« Il convient tout d'abord, dit M. F. Kaisin ⁽¹⁾, de poser en principe qu'un accident tectonique ne peut être considéré comme complètement connu que lorsqu'on en conçoit la genèse et qu'on en peut expliquer les caractéristiques d'une manière compatible avec nos connaissances relatives à la déformation mécanique des corps solides.

» Il faut ensuite poser en fait que dans un ensemble tectonique ayant été soumis aux mêmes sollicitations, il existe, d'un élément à l'autre, des relations harmoniques qui peuvent être retrouvées, en dépit de l'hétérogénéité initiale des masses déformées. Chaque région disloquée a son style tectonique relativement uniforme. Une interprétation qui conduit à une altération de style doit être considérée pour le moins comme suspecte et attentivement révisée. »

N'y a-t-il pas lieu de penser, suivant l'expression de M. F. Kaisin, que la différence des styles tectoniques de l'Ardenne, *pays de nappes*, et du *Schollenland*, *pays d'effondrement*, est au moins suspecte. A les examiner de près, la plupart des failles des Pays-Bas et du bassin houiller du Nord de la Belgique ne sont que des accidents sans grande importance. Les plus grandes d'entre elles, sans excepter même les grandes fractures qui paraissent limiter au Nord le bassin de la Campine, feraient, avec leurs rejets de quelques centaines de mètres, bien piètre figure à côté des grands charriages du bassin de Namur-Dinant. Et si l'on songe qu'il suffirait, dans une zone bien réglée, de quelques décrochements dont les plus importants ne devraient pas dépasser plus de trois kilomètres, pour lui donner un aspect similaire à celui du *Schollenland* de l'Europe occidentale, on ne peut manquer d'être obsédé par l'idée que les actions tangentielles pourraient bien avoir joué un rôle, sinon essentiel, du moins important, dans la tectonique de ce bassin.

La conception classique de la tectonique de cette *région effondrée* est, nous le sentons, le contre-pied de la nôtre. Mais on ne peut échapper au dilemme : ou prouver la réalité du vide intercortical nécessaire à l'effondrement, vide dont la preuve n'est pas près d'être faite et que le tectonicien répugne instinctivement à supposer ; ou admettre comme seule possible l'hypothèse d'actions tangentielles.

(1) F. KAISIN, L'Ardenne, pays de nappes. (*Revue Quest. scientif.*, janvier 1925, p. 16 du tiré à part.)

Pour illustrer ces considérations, il suffit de comparer la carte de la région minière du Peel, publiée par C. Blankevoort (1), avec les cassures principales du cliché n° 2. La similitude saute aux yeux.

On pourrait donc esquisser comme suit la tectonique du Schollenland :

Sans préjuger de la direction de l'effort tectonique général (2), on peut admettre, avec M. F. Kaisin, qu'une poussée régionale venant du Sud a, dès la fin du Westphalien, influencé le bord Sud du bassin de Dinant (3). La progression des nappes ou écaïlles de charriage s'est effectuée d'abord assez librement du Sud vers le Nord en surimposant sa tectonique à la tectonique calédonienne préexistante. Mais dès que le front des nappes aborde le flanc Sud de l'anticlinal du Brabant, l'influence des conditions locales devient prépondérante et les segments élémentaires sont forcés de s'adapter aux résistances qui s'opposent à leur progression. Les ondes de plissement viennent déferler contre la digue, qui les freine tout en se déformant, et un véritable segment forcé, le bord Nord du bassin de Namur, vient se mouler sur le front Sud de l'anticlinal du Brabant.

Les déformations du Nord-Ouest de l'Europe occidentale sont entièrement dominées par l'action tangentielle du segment de flux de l'Ardenne et par l'accentuation de l'anticlinal du Brabant. Ces déformations auraient débuté dès la période hercynienne et se seraient continuées, avec un caractère très atténué cependant, pendant les paroxysmes alpins. Des déformations récentes doivent même être mises en cause, puisque les recherches de M. Ch. Stevens ont prouvé à toute évidence que le vieux socle de l'Europe occidentale, malgré sa grande rigidité actuelle, se déformait encore de nos jours et en quelque sorte sous nos yeux et que le style de ce mouvement n'est en rien compatible avec l'hypothèse de l'effondrement (4).

Par suite de son ennoyage vers l'Est, l'anticlinal du Brabant présentait dans cette direction une importante lacune, la trouée d'Eschweiler, lacune à la faveur de laquelle les nappes arden-

(1) C. BLANKEVOORT, *Les résultats des recherches et de l'exploitation des mines en Hollande*. Maestricht, 1924, F. Schmitz.

(2) Voir, p. 368, la définition de ce terme.

(3) F. KAISIN, Contribution à la tectonique, etc., *op. cit.*, 3^e note, p. 366.

(4) CH. STEVENS, Morphologie, Tectonique et Erosion. (*Revue Quest. scientif.*, mars 1933.) — Une bibliographie complète des études de cet auteur relatives aux mouvements récents est donnée dans le vol. VI, fasc. 2, 1933, de la *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, pp. 165 à 175.

naises ont pu agir directement sur les sédiments carbonifères qui forment la couverture du *Schollenland*. Ainsi localisée, cette poussée devait produire les effets singuliers de fracture que l'on peut observer au cliché n° 2 (Pl. II), qui reproduit, à échelle réduite, le résultat de ce mode de sollicitation.

Un flux visqueux sédimentaire a pris naissance dans la couverture postcalédonienne du *Schollenland*, flux dont l'origine peut être localisée dans le bassin d'Eschweiler et qui a déployé son éventail de fractures à travers le Limbourg hollandais et la Campine, d'une part, et le bassin d'Erkelenz et le Peel, d'autre part. Conformément à la règle d'E. Argand, l'influence de l'obstacle que constituait l'envoyage de l'anticlinal du Brabant, au Nord de la trouée d'Eschweiler, a dû se traduire par une exaltation axiale bien sensible dans le bassin houiller du Limbourg hollandais. D'autre part, l'influence du flanc Nord de l'anticlinal du Brabant sur le développement du flux visqueux s'est traduite, conformément à ce que nous avons observé au cours de nos expériences, par la formation du segment forcé de la Campine, moulé sur le flanc Nord de l'obstacle. L'allure de ce segment forcé est bien caractéristique, même si l'on en étudie les détails. La tectonique de la Campine est entièrement dominée par le fait de l'exaltation axiale qui est le résultat direct de cette situation privilégiée.

Qu'en dehors de ce fait général, certaines parties du flux campinois, plus exaltées que d'autres, aient été ultérieurement l'objet de réajustements, même par failles d'effondrement, cela paraît possible ; mais il est hors de doute que le fait tectonique principal, celui qui imprime sa marque essentielle à tout le bassin, c'est le soulèvement résultant, et de la résistance opposée à la progression du flux par le flanc Nord de l'anticlinal du Brabant, et d'une accentuation de cet anticlinal.

En plus de l'envoyage général vers l'Ouest que — conformément à la règle d'E. Argand et de nos observations — subit l'axe du segment forcé de la Campine, il existe des variations locales, positives ou négatives, amenant des décrochements et la formation d'ondes d'allure transversale, compliquées en général par de nombreuses failles et cassures d'importance variable, mais dont certaines ne sont explicables que par l'action d'un effort tangentiel en direction Est-Ouest résultant selon toute probabilité de l'effort que la masse du flux du centre des Pays-Bas a appliqué aux roches du segment forcé campinois pour l'entraîner vers le Nord-Ouest.

Il doit donc exister dans le segment forcé campinois plusieurs types de failles d'origine bien distincte : la progression initiale

du flux vers le Nord-Ouest, à partir de la trouée d'Eschweiler, et le mouvement de flanc imposé par le flanc Nord de l'anticlinal du Brabant sont accompagnés de failles Nord-Sud de faible rejet limitant les segments élémentaires de flux qui tendent à surmonter l'obstacle.

Aussitôt que l'influence de la retombée Nord de l'anticlinal du Brabant impose au visqueux son effet retardataire, le segment forcé prend l'allure caractéristique représentée au centre du cliché n° 5 (Pl. III). Cette allure est caractérisée par la formation d'une série de gradins de plus en plus surélevés quand, s'éloignant de l'obstacle, on se rapproche du point culminant du massif.

Le flux principal issu de la trouée d'Eschweiler donne naissance, par sa seule progression, au grand graben de Ruremonde, qui limite au Nord le segment forcé campinois, tandis que, par entraînement latéral, il amène la formation des petits chevauchements, d'importance toute locale d'ailleurs et de direction générale Nord-Sud, observés en divers endroits de la Campine.

Enfin les ondulations transversales de l'axe anticlinal du segment forcé sont accompagnées de failles, également Nord-Sud, mais plus importantes celles-là, failles qui dans le mouvement de progression du flux vers l'Ouest jouent le même rôle que les failles Est-Ouest qui doivent se trouver en bordure de l'anticlinal du Brabant.

En dehors de ce segment forcé, caractérisé, ainsi qu'on le voit, par un réseau de cassures normales les unes aux autres, le flux se développait plus librement, ce qui a donné à la partie centrale de la Hollande l'allure caractéristique en horst et graben allongés figurés à la carte tectonique du Limbourg hollandais et surtout au croquis de C. Blankevoort, allure que nous retrouvons dans le cliché n° 2 (Pl. II). Peut-être même une véritable virgation, qui n'aurait cependant pas dépassé le stade embryonnaire, s'est-elle amorcée dans ce vaste bassin, virgation dont ferait partie le relèvement anticlinal qui sépare le bassin westphalien du bassin du Peel et amène le houiller inférieur stérile en contact avec les morts-terrains.

Si l'on veut se reporter à la carte bien connue dressée par M. van Waterschoot van der Gracht, et publiée sous le titre « Carte tectonique des Pays-Bas et des régions voisines » ⁽¹⁾, on

(1) Cette carte a été reproduite récemment par M. B. VAN DE POEL, dans son *Esquisse d'une Monographie géographique de la Campine* (Louvain, Uytsspruyt, 1932), et par le major CH. STEVENS, dans son étude « Morphologie, Tectonique et Erosion. (*Revue Quest. scientif.*, mars 1933, p. 174.)

se rendra compte que notre synthèse cadre bien avec la réalité des faits. Cette carte individualise, avant la lettre, le segment forcé Namur-Liège, le segment forcé campinois, la trouée d'Eschweiler, avec sa tectonique si spéciale, et le segment peu déformé, fracturé en horst et graben, des Pays-Bas.

Il n'est pas inutile d'insister sur le caractère tout théorique de cette conception, qui ne pourra vraisemblablement être prouvée que par la découverte, au Nord de l'anticlinal du Brabant, de gradins limités par des failles du type de celles qui figurent au centre du cliché n° 5 (Pl. III). Il est indéniable cependant qu'en cherchant bien, et surtout en soumettant à une révision sévère les caractères réels des failles de Campine, on pourra, sans attendre bien longtemps, réunir un faisceau de preuves qui forcera la conviction de l'existence de mouvements tangentiels en Campine. A ce moment, le procès des *zones d'effondrement* sera bien près d'être jugé.

Premières observations sur une faille de chevauchement du Bassin houiller de la Campine belge,

par ANDRÉ GROSJEAN.

Une faille inverse, de certaine importance, puisque son rejet pourrait atteindre et même dépasser 190 m., a été récemment reconnue par les travaux souterrains du charbonnage Limbourg-Meuse (1). C'est la première fois qu'un accident de cette espèce est mis en évidence dans le district minier de la Campine belge (2); il peut donc être intéressant de signaler celui-ci et d'exposer brièvement les données déjà acquises à son sujet.

L'allure d'ensemble du gisement exploité par le siège d'Eysden est celle de plateaux, inclinant d'une dizaine de degrés vers le Nord. La direction générale des couches est Est-Ouest. Cependant, cette allure est compliquée d'ondulations transversales qui s'observent fort bien dans une coupe verticale perpen-

(1) Concession Sainte-Barbe-Guillaume-Lambert, à l'extrémité orientale de la Campine belge.

(2) En Limbourg hollandais, M. W.-J. JONGMANS a signalé des rejets inverses atteignant 20 et même 44 mètres. (Voir *Jaarverslag over 1930 van het Geologische Bureau voor het Nederlandsche Mijngedied te Heerlen*, pp. 11 et 12, fig. 2 et 3.)

diculaire au méridien (fig. 1). Les larges ondulations qu'on y voit, *anticlinal d'Eysden* et *synclinal d'Eysdenbosch*, sont dirigées Nord-Sud et s'ennoient régulièrement d'une dizaine de degrés vers le Nord. Entre l'anticlinal d'Eysden et le synclinal d'Eysdenbosch existe une faille normale de direction Nord-Sud, dite *faille de l'Ouest d'Eysden* : c'est une cassure très redressée, inclinant à l'Ouest, au couchant de laquelle les couches se trouvent rejetées, vers le bas, d'environ 70 m.

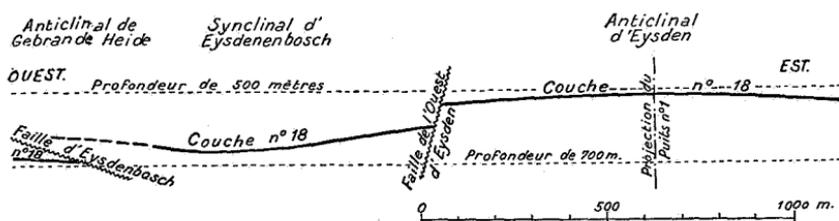


FIG. 1. — Allure de la couche n° 18 dans une coupe verticale tracée à 300 mètres au Sud du puits n° 1 d'Eysden.

À l'Ouest du synclinal d'Eysdenbosch, s'amorce un anticlinal — l'*anticlinal de Gebrande-Heide* — que les exploitations n'ont pas encore entièrement reconnu : les couches n°s 17 et 20, partiellement déhouillées entre les niveaux de 600 et de 700 m., ont montré, dans la partie axiale du pli, des indices fort nets de déformation par compression horizontale.

C'est précisément sur le flanc oriental de cet anticlinal qu'a été recoupée la faille inverse qui nous occupe; on pourrait l'appeler *faille d'Eysdenbosch*.

La faille d'Eysdenbosch est actuellement connue en trois points, situés entre 300 et 700 m. au Sud, entre 1,500 et 1,575 m. à l'Ouest du Puits n° 1 et à des cotes comprises entre — 540 et — 640 m. Ces trois points, qui forment les sommets d'un triangle couvrant 88 ares, définissent un plan avec lequel la surface de faille peut localement être confondue. Ce plan est dirigé Nord 30°Ouest — Sud 30°Est et incline de 26° vers le Nord 60°Est. Dans cette région, la faille d'Eysdenbosch prend donc en écharpe le flanc occidental du synclinal d'Eysdenbosch. Rien ne prouve cependant que pareille allure persiste sur des kilomètres : dans l'état actuel des exploitations, on serait plutôt porté à soupçonner l'existence, dans la surface de faille, d'ondulations conformes à celles des strates voisines.

Nous avons rassemblé sur une coupe verticale normale à la

faille (fig. 2) les éléments d'observation qui fixent son caractère de faille inverse. Deux mots seulement sont nécessaires pour justifier les tracés en traits interrompus qui, selon l'usage, représentent des éléments non directement observés dans le plan de coupe lui-même.

Sur la coupe (fig. 2), la faille est dessinée comme intersection du plan de coupe avec le plan de faille défini plus haut; à noter que le plan de coupe passe précisément à l'intérieur du triangle des trois points d'observation connus.

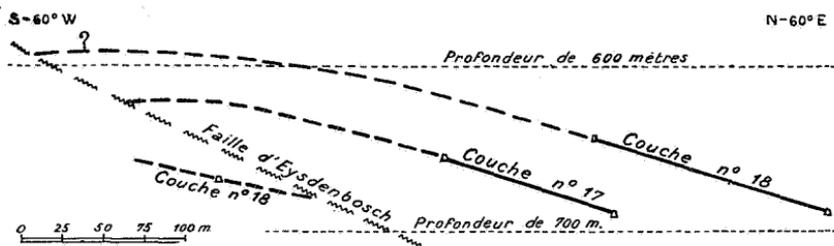


FIG. 2. — Coupe verticale normale à la faille d'Eysdenbosch, passant à 50 mètres au N. 30° W. du puits n° 1 d'Eysden.

L'allure anticlinale esquissée au-dessus de la faille est suggérée par l'allure en plan des voies de niveau aux abords immédiats du plan de coupe; elle correspond au passage de l'anticlinal de Gebrande-Heide défini ci-avant.

L'allure du gisement au-dessous de la faille est fixée par deux chassages en veine et un montage, long de 300 m., qui perce le plan de coupe au point indiqué par un petit trapèze. Ces données permettent de dessiner avec une grande approximation la trace dans le plan de coupe de la seule couche actuellement connue dans le massif inférieur à la faille.

Quant à l'identité de cette couche avec la couche n° 18 exploitée au-dessus de la faille, elle est prouvée par la similitude de composition de la couche elle-même et la correspondance de caractères du toit et du mur (1).

(1) AU-DESSUS DE LA FAILLE. — Toit de la couche n° 18 (bouveau dit « vers la couche n° 20 », à l'étage de 700 mètres) : schiste argileux, gris, avec nombreuses *Carbonicola* bivalves, en sidérose; nodules carbonatés avec galène.

Au puits n° 1, on signale en outre, des coquilles écrasées de *Naiadites quadrata* et des *Spirorbis*.

Composition de la couche n° 18 (bouveau costeresse dit « de la couche n° 16 Ouest », à l'étage de 600 mètres) : charbon : 21 centimètres; inter-

Le caractère inverse de la faille d'Eysdenbosch ne peut donc faire de doute. Restent à fixer le sens du mouvement et l'importance du rejet.

S'agit-il d'un chevauchement du massif supérieur vers l'Ouest—Sud-Ouest, ou bien faut-il admettre un coulissage du même massif vers le Nord—Nord-Ouest? Nous n'avons pas observé de stries de glissement méritant quelque confiance : la plupart des surfaces glissées sont parfaitement polies. Par contre, les déformations et les dislocations observées jusqu'à présent au voisinage de la faille appuient nettement l'hypothèse d'un *chevauchement vers l'Ouest—Sud-Ouest*. Telles sont, par exemple, les allures de la figure 3, observées dans une coupe verticale Est-

calation : 6 centimètres ; charbon : 51 centimètres ; charbon : 19 centimètres.

Mur de la couche n° 18 (bouveau plantant dit « de la couche n° 15 » sous le niveau de 600 mètres) : schiste noirâtre à radicules de mur ; puis psammite noirâtre avec lits et petits nodules carbonatés, radicules de mur. A 1^m20 sous le charbon, schiste noir, charbonneux, très fossilifère : *Lepidodendron*, *Lepidostrobus* ; nombreux *Aulacopteris* bifurqués ; tiges de *Pecopteris* ; *Cyclopteris*, *Cordaites* ; *Stigmaria* et radicules de mur. Puis, schiste psammitique, d'abord noirâtre, puis plus clair, avec nodules carbonatés, radicules de mur. Enfin, à environ 2 mètres sous le charbon, grès brunâtre à grain fin, cassure lustrée, radicules (14 mars 1929).

AU-DESSOUS DE LA FAILLE. — *Toit de la couche n° 18* (premier bouveau Nord-Couchant à l'étage de 700 mètres). Sur un centimètre d'épaisseur seulement, schiste noirâtre avec minuscules débris charbonneux brillants. Plus haut, schiste argileux, d'abord noirâtre à rayure cirreuse, puis plus clair ; assez nombreuses *Carbonicola* bivalves, en sidérose, paraissant réparties en un petit nombre de lits ; quelques grandes *Naiadites* ; *Spirorbis*. Nodules carbonatés rudimentaires et lits carbonatés vermiculeux.

Composition de la couche n° 18 (ibidem) : charbon : 15 centimètres ; intercalation : 3 centimètres ; charbon : 50 à 65 centimètres ; charbon : 15 centimètres.

Mur de la couche n° 18 (ibidem). A partir de 20 centimètres sous le charbon, psammite gris foncé (passages assez gréseux vers 80 centimètres) pétri de radicules de mur, débris de *Calamites*, puis schiste compact à parties carbonatées ; *Calamites*, radicules de mur. A 1^m10 sous le charbon, schiste noir charbonneux, à rayure brune ; petits nodules : nombreux débris de *Lepidodendron*, *Lepidostrobus*, *Calamites*, *Ulodendron ophitrus* ; *Stigmaria* et radicules de mur. Puis schiste gris compact, carbonaté, *Aulacopteris*, *Lepidodendron*, *Lepidostrobus*, radicules de mur. Plus bas, schiste psammitique gris clair, paille hachée et radicules de mur. Enfin, de 1^m80 à 1^m90 sous le charbon, grès gris très compact, à cassure plus ou moins lustrée (24 janvier 1934).

Ouest, sensiblement normale à la direction locale, et des bancs et de la faille.

Puisqu'il s'agit d'un chevauchement, c'est parallèlement à la pente de la faille qu'il convient de mesurer le rejet : les tracés de la figure 2 lui assignent une valeur de 190 m., mais l'évaluation exacte ne pourra se faire que lorsque l'allure des couches

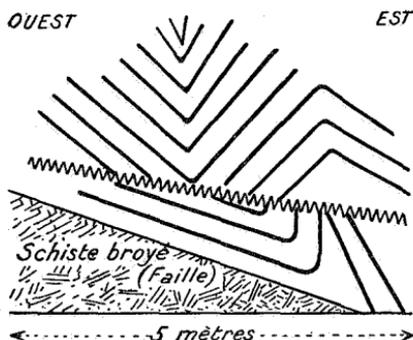


FIG. 3. — Allure de bancs gréseux au toit de la faille d'Eysdenbosch.
(Deuxième bouveau Nord-Sud Couchant, à l'étage de 600 mètres.)

aux abords immédiats de la faille sera connue avec plus de précision.

L'existence d'un chevauchement de cette espèce dans les « plateaux réguliers » du bassin de la Campine nous a paru un fait méritant d'être signalé tel quel. On peut y voir une preuve (s'ajoutant à celles produites par les failles plissées) de ce que *le cisaillement et le transport des massifs sur des surfaces quasi horizontales est un phénomène tectonique qui n'exige nullement l'antériorité d'un plissement très intense.*

Quant à la signification de la faille d'Eysdenbosch dans le domaine de la tectonique régionale, il convient sans doute d'attendre une information plus complète, tant sur l'allure et l'amplitude que sur la fréquence des phénomènes analogues.

Le développement des travaux miniers en même temps que le progrès des études stratigraphiques nous permettra d'ailleurs de donner bientôt des renseignements nouveaux sur la tectonique de cette région.

Pour le moment, on retiendra simplement que la faille d'Eysdenbosch et les plis de Limbourg-Meuse semblent indiquer l'influence, dans ce coin de la Campine, *de poussées considérées comme transversales en Ardenne.*

REMARQUE SUR D'AUTRES ACCIDENTS INVERSES DU HOULLER
DE CAMPINE.

Les accidents tectoniques à rejet inverse ne sont pas totalement inconnus dans le houiller de Campine : on a signalé ⁽¹⁾ de petits dérangements de couches indiquant nettement une sollicitation par compression. Cependant, les rejets en question ne dépassaient pas de beaucoup l'ouverture d'une couche de charbon, soit un à deux mètres; aussi semblent-ils n'avoir pas retenu l'attention comme ils le méritent. Leur rencontre était signalée comme une rareté et l'on croyait pouvoir les expliquer en faisant appel à la réaction exercée sur des massifs en voie d'effondrement par la surface inclinée des failles normales.

Il y a peut-être lieu de revenir sur cette explication. L'étude détaillée du gisement montre en effet que pareils dérangements sont moins exceptionnels qu'il n'avait paru tout d'abord, et l'existence d'un rejet horizontal beaucoup plus considérable — qui semble bien ne pouvoir relever de pareille origine — indique que la Campine a subi, elle aussi, les effets d'un système d'efforts tectoniques horizontaux ⁽¹⁾. Il conviendrait par conséquent de vérifier si la somme des rejets inverses constatés dans un massif ne dépasse pas la composante horizontale des affaissements auxquels ils sont attribués. Ceci démontrerait l'insuffisance quantitative de l'explication discutée.

Pareille vérification réclame encore un certain développement des exploitations.

⁽¹⁾ CH. STEVENS, Un dérangement remarquable d'une couche de houille à Winterslag (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. XLVIII, pp. B.227-227, 1925).

X. STAINIER, Les failles du bassin de la Campine (*Ann. des Mines de Belgique*, t. XXXII [1931], pp. 586-587 et 589-590).

⁽¹⁾ On sait que M. P. FOURMARIER admet une influence très atténuée des poussées Nord-Sud de l'Ardenne, transmises en Campine par dessus le « Massif du Brabant » (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XLII [1918-1919], pp. B 88-96, et t. L [1926-1927], pp. B 236-238); tandis que M. F. KAISIN enseigne depuis longtemps, à l'Université de Louvain, que les failles réputées normales du bassin de la Campine cachent très probablement un jeu de coulisses (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. XLIII [1933], pp. 369-370). On se souviendra également que M. CH. STEVENS explique la morphologie actuelle par le jeu récent de déformations du socle primaire, même au Nord du Massif du Brabant (*ibid.*, t. XLIV [1934], p. 324).

Recherches sur la tectonique du massif du Borinage (Bassin houiller du Hainaut belge),

par ARMAND RENIER.

1. Le Borinage étant la région du Couchant de Mons située au versant méridional des vallées de la Trouille et de la Haine et où le Houiller se trouve à faible profondeur sous le sol, sinon en affleurement, Jules Cornet a, en 1907, proposé de distinguer sous le nom de massif du Borinage la partie superficielle du gisement houiller de cette région naturelle, exploitée souterrainement depuis déjà plusieurs siècles ⁽¹⁾.

Longtemps la structure du gisement du Borinage avait été considérée comme relativement simple. On en juge aisément grâce aux quatre coupes méridiennes qui, dressées en 1888, ont été publiées en 1889 par le Service spécial de la Carte générale des Mines ⁽²⁾ : Dans la partie méridionale, — au Nord de l'affleurement de la faille du Midi qui a fait chevaucher sur le Houiller, du Sud vers le Nord, un vaste massif dévonien, — l'allure est en dressants renversés, interrompus de plateaux d'inclinaison Sud. Dans la partie septentrionale, le dressant inférieur à la « faille de Crachet » passe à une plateaux d'inclinaison Nord qui, dans la méridienne du puits n° 10 (Grisœuil) (coupe BB), s'incurve progressivement jusqu'à l'horizontale, pour se relever ensuite avec une inclinaison Sud; d'où une allure en cuvette très plate, aujourd'hui connue sous le nom de « synclinal du Flénu ». Le flanc septentrional de cette cuvette est toutefois peu développé et dérangé par quelques failles, toutes de faible rejet. A en juger d'après ces tracés, on décide d'ailleurs que, dans l'ensemble, les failles sont peu nombreuses, notamment dans la méridienne de la coupe BB; la plupart ne sont pas dénommées. Abstraction faite du « Cran Piersault », de rejet faible ou nul, on ne relève que la « faille de Crachet », déjà citée et paraissant sans grande importance, et, enfin, une faille toute spéciale, le « Grand Transport », suivant laquelle le massif superficiel a glissé horizontalement de quelque

(1) J. CORNET, Sur la structure du bassin houiller du Couchant de Mons. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, Liège, 1907, t. XXXIV, pp. B. 103-109.)

(2) Carte générale des Mines. Bassin houiller de Mons. Bruxelles, Institut cartographique militaire.

110 mètres vers le Nord, ainsi qu'en témoignent plusieurs recoupes de veines.

Le développement des travaux miniers devait cependant faire constater l'existence, au-dessous du Grand Transport, d'une masse dérangée. Le puits n° 10 (Grisceuil), après l'avoir, l'un des premiers, traversée sur une épaisseur considérable, pénétrait, sous la profondeur de 920 mètres, dans un gisement en plateaux, d'inclinaison Sud, c'est-à-dire d'allure inverse de celle prévue, en tracés hypothétiques, pour le gisement inférieur à la profondeur de 809 mètres, que le puits avait atteinte lors de la construction de la coupe BB. Les travaux de déhouillement exécutés entre les profondeurs de 1,050 et 1,150 mètres et même, localement, de 1,200 mètres, ont bien mis en évidence cette situation : les plateaux, compliqués de quelques plis et cisailés par quelques charriages, se développent sur une longueur de plus de 1,300 mètres suivant la méridienne.

2. Il est, d'autre part, devenu évident que le massif du Borinage est également limité vers le Nord par une masse failleuse.

Longtemps la présence d'un manteau aquifère de formations tertiaires et crétaciques avait contrarié le creusement des puits de mine dans les vallées de la Haine et de la Trouille. Ce n'était que sur le versant septentrional de la vallée de la Haine, à Wiers, à Bernissart, à Sirault, que l'exploitation minière avait pu s'installer et, à Bernissart, se développer. Le gisement houiller y est partout en grandes plateaux en succession normale et d'inclinaison Sud. Combinée à l'allure déjà bien connue du massif du Borinage, celle de la bordure septentrionale portait à considérer, tout naturellement, l'ensemble du gisement comme une cuvette allongée, un vrai bassin ou synclinal, dont le flanc Sud avait été redressé et refoulé ⁽¹⁾. D'où le nom de « Comble Nord » attribué aux gisements de Wiers, de Sirault et de Bernissart.

Au moment de la clôture des tracés de la Carte générale des Mines ⁽²⁾, les progrès dans l'art des mines avaient été tels que deux puits, celui du Nord du Flénu, à Ghlin, et celui du Nord du Rieu du Cœur, à Quaregnon, ayant traversé le manteau des formations aquifères, venaient de pénétrer dans les prolongements méridional et oriental du Comble Nord. Dans la suite,

(1) Cf. J. CORNET, in M. MOURLON, Géologie (de la Belgique) in VAN BEMMEL, *Patria Belgica*, Bruxelles, 1873, t. I, p. 135, fig. 10 coupe.

(2) *Op. cit.* Coupes A'A' et B'B'.

le siège n° 28 des Produits, installé entre les deux premiers, atteignait semblablement sous le manteau de morts-terrains, mais, en outre, sous la bordure septentrionale du massif du Borinage, le prolongement souterrain du Comble Nord, ses travaux se raccordant finalement, en continuité absolue, avec ceux du Nord du Flénu.

Bien avant cette exploitation en profondeur du Comble Nord, on avait soupçonné l'existence, vers l'extrémité septentrionale de l'actuel massif du Borinage, d'une faille d'allure normale (1). Le développement des recherches a fait voir que la situation est bien telle, mais que, contrairement à l'attente, il s'agit d'une masse failleuse inclinée vers le Sud. C'est la « zone failleuse du Borinage » ou « faille du Canal » (2).

Dès lors, le massif du Borinage ne pouvait plus être tenu comme constituant le « Comble du Midi » du bassin du Couchant de Mons, ainsi qu'il l'avait été jusqu'alors. Ce fut la raison pour laquelle J. Cornet proposa la dénomination nouvelle.

Une autre raison peut aujourd'hui être tirée de la structure probable du massif du Borinage dans son extension souterraine sous le massif dévonien du Midi. On y a reconnu l'existence d'un vaste anticlinal longitudinal, l'anticlinal d'Eugies, dont le flanc méridional serait en allure de plateurs normales d'inclinaison Sud.

3. Dans l'état actuel des connaissances, abstraction faite du massif (dévonien) du Midi, la coupe verticale tracée à travers le Couchant de Mons, suivant la méridienne du puits n° 10 (Grisceuil), révèle donc l'existence de deux ou trois grands massifs houillers.

Ce sont : A, le Comble Nord; B, le massif du Borinage et C, le massif profond, subordonné au massif du Borinage, jusqu'à présent non dénommé et que nous nommerons provisoirement « massif de Grisceuil ».

Etant donnée l'allure du massif de Grisceuil, certains ont voulu y voir le prolongement méridional et souterrain du Comble Nord. Le massif du Borinage reposerait ainsi, tant à son émergement qu'en profondeur, sur une seule et même masse failleuse.

(1) F.-L. CORNET, *in* M. MOURLON, *op. cit.*

(2) Pour analyse historique, cf. A. RENIER, Les gisements houillers de la Belgique, chap. XI; Description tectonique, Bruxelles, 1919, t. XX, pp. 915-916.

Mais comme la continuité du gisement sous-jacent n'est pas établie effectivement, il n'est pas prouvé que cette masse failleuse soit partout la même. Le massif de Grisœuil pourrait donc être distinct du Comble Nord.

Il serait même possible d'admettre, malgré la différence d'allures, qu'il n'est pas essentiellement distinct du massif du Borinage; il n'en serait séparé que par une « seconde plate faille » de rejet indéterminé.

Le massif de Grisœuil est-il, soit le prolongement d'un des deux massifs connus superficiellement, Comble Nord ou massif du Borinage et lequel, ou bien un massif indépendant? Tel est le problème posé.

4. La situation du gisement du Borinage est, à vrai dire, plus compliquée dans le détail qu'il n'y paraît sur les tracés établis en 1888 par le Service de la Carte générale des Mines. Si rares sont toutefois les publications où ont été reproduites des coupes à grande échelle, qu'il n'est possible d'en citer ici qu'une seule: la « coupe Nord-Sud par le puits d'extraction du siège n° III des Charbonnages Réunis de l'Agrappe » (1). On y retrouve figurées la « faille dite de Crachet » et la « faille dite Grand Transport ou Plate faille », la première étant considérée comme « une des branches d'un accident géologique bien connu au Borinage sous le nom de *plate faille* ». Mais ce qu'il importe surtout d'en retenir, c'est l'allure onduleuse, presque plissée, de ces accidents; elle est nettement différente de celle, par trop schématique, assignée, en 1888, au seul Grand Transport par le Service de la Carte des Mines.

Le tracé d'un « deuxième Grand Transport » (qui en est, au vrai, un troisième) est d'ailleurs amorcé vers la profondeur de 920 mètres. C'est au-dessous de cet accident qu'a été franchement découvert un gisement qui, par sa situation, s'assimile à celui exploité sous la profondeur de 1,050 mètres au puits n° 10 (Grisœuil), situé à 2 km. 3 à l'Ouest du puits n° III (Grand Trait).

5. Il serait oiseux d'épiloguer sur les coupes dressées à travers ces masses dérangées. Si l'exploitation du massif du Borinage a, depuis longtemps (2), permis de définir la succession natu-

(1) S. STASSART, Description du siège d'expériences pour l'essai des lampes de sûreté établi à Frameries. (*Ann. Mines Belgique*, t. VII, Bruxelles, 1902, p. 1086, fig. 2 [hors texte].)

(2) Cf. le tableau synoptique annexé à la Carte des Mines du bassin du Couchant de Mons

relle des veines avec une précision suffisante, on n'a, jusqu'à présent, disposé pour leur caractérisation individuelle que de données assez sommaires et bien aléatoires. La preuve en est fournie par l'examen des coupes construites à quelques années d'intervalle à travers les mêmes parties profondes du gisement. Les dénominations des veines et des failles varient de l'une à l'autre, à moins que, comme dans le cas du gisement profond du puits n° 10 (Grisœuil), on n'ait adopté une nomenclature indépendante, c'est-à-dire qui ne met pas en évidence les relations des divers massifs.

Tout récemment, des études nouvelles ont abouti à une définition des caractères stratigraphiques de certain faisceau du massif du Borinage et de l'entière du massif de Grisœuil et à une corrélation, terme à terme, du massif du Borinage et du massif du Grisœuil, depuis la veine Auvergies jusqu'à la veine Travaillant ⁽¹⁾. Plus récemment encore, cette corrélation a pu être poussée vers le haut, par Plate Veine, jusqu'aux veines Petite Garde et Grande Garde, soit à travers une stampe puissante, au total, d'environ 400 mètres. Entreprises d'abord sur les coupes du puits n° 10 (Grisœuil), ces recherches ont, dans la suite, été étendues aux gisements profonds des sièges n° 3 (Grand Trait) et n° 10 (Crachet) sur une distance en direction d'environ 4 kilomètres.

D'où la possibilité d'une revision des coupes en travers.

6. La possession de ces données stratigraphiques a, d'autre part, permis d'établir une corrélation entre la suite classique des veines du massif du Borinage et celles des veines découvertes, au delà d'un intervalle inexploité de 15 à 18 kilomètres vers l'Est, en plein district du Centre, dans les concessions Bray et Levant de Mons, cette dernière plus spécialement pour ce qui est du gisement situé entre les profondeurs de 600 et 885 mètres, sous une masse dérangée par de petits chevauchements.

Il a, notamment, été possible d'établir que la veine n° 5 (Levant de Mons), synonyme de la veine H (Bray), est le prolongement oriental de la veine Anglaise (Borinage). La parallélisation se poursuit, vers le haut, jusque bien au-dessus des veines Garde (Borinage) et, vers le bas, jusqu'à la veine Tra-

(1) Cf. A. RENIER, Détermination de l'exacte position de l'horizon de Quaregnon dans le massif du Borinage au Couchant de Mons. (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XLIV, p. 281.)

vallant (Borinage), qui s'assimile à la veine n° 16 (Levant de Mons).

7. Grâce à cette extension des études, il a été possible de mettre en évidence la constance des caractères paléontologiques et, non moins nettement, la réduction de puissance des stampes dans le district du Centre, tant à Bray qu'au Levant de Mons, comparativement au Borinage. Les coupes du massif du Borinage présentent d'ailleurs, elles aussi, une réduction de puissance dans la méridienne du puits n° 10 (Grisœuil), où des faits de cet ordre avaient depuis longtemps été signalés à propos de la stampe entre les veines Grande Garde et Angieuse.

Comme à l'ordinaire, il faut sans doute voir dans ces réductions le reflet du jeu des aires de surélévation au cours de la constitution même des dépôts sédimentaires.

A s'en tenir aux seuls faits, on y trouve, en tous cas, la confirmation de l'existence d'un phénomène déjà bien connu, mais qui, en Hainaut, se manifeste avec une intensité accentuée, puisque la réduction des stampes pourrait atteindre cinquante pour cent sur une distance d'environ deux kilomètres.

8. Quoi qu'il en soit, ces études stratigraphiques permettent d'affirmer que le gisement profond du Borinage ou massif de Grisœuil présente de très intimes analogies avec le gisement superficiel ou massif du Borinage proprement dit.

Non moins décisive est la confrontation des échelles stratigraphiques de ces massifs avec celles du Comble Nord, établies depuis plusieurs années déjà pour les exploitations qui se sont assez largement développées dans la même zone, c'est-à-dire au-dessus de l'horizon de Quaregnon, celles du siège Sartis de la concession Hensies-Pommerœul et du puits du Nord (anciennement Nord du Rieu du Cœur) de la concession Produits-Levant du Flénu. La dissemblance est totale; mais il serait trop long de la préciser en détaillant ici la répartition des veines et veinettes et la caractérisation paléontologique de leur toit.

Néanmoins, la conclusion est nette: le massif de Grisœuil n'est pas le prolongement méridional du Comble Nord. Donc, la masse failleuse qui sépare le massif du Borinage du massif de Grisœuil n'est pas, tout au moins comme limite inférieure, la même que celle qui entraîne la superposition du bord septentrional du massif du Borinage sur le Comble Nord. Du coup, la dénomination, d'ailleurs assez malheureuse, de « zone » failleuse du Borinage devient ambiguë. Il faudra que la suite des recherches en fournisse, s'il se peut, une meilleure.

9. Massif du Borinage et massif de Grisœuil ont originairement été liés. Etant données les différences d'allure qui se constatent dans la coupe du puits n° 10 (Grisœuil), on est toutefois porté à les tenir pour actuellement bien distincts, c'est-à-dire à considérer le gisement profond comme un massif indépendant.

On possède d'ailleurs des coupes plus complètes que celles du puits n° 10 (Grisœuil) et où la masse située sous le Grand Transport n'est pas restée indifférenciée sur une forte épaisseur, comme c'est le cas à Grisœuil. Des exploitations y ont même été poursuivies jusqu'au voisinage de la seconde plate faille.

Après avoir, à l'aide de ces données, complété la coupe du massif du Borinage dans la méridienne du puits n° 10 (Grisœuil), on peut aisément décider que le chevauchement horizontal produit par la « seconde plate faille » est de l'ordre de 1,300 mètres et pourrait même atteindre 1,800 mètres.

Dans ces conditions, il y a lieu de conclure à l'indépendance du gisement houiller que nous avons provisoirement distingué comme « massif de Grisœuil ».

Liée à un déplacement d'aussi grande importance, la « seconde plate faille » ne peut d'ailleurs être locale. En conséquence, il importe de reprendre l'étude de la coupe longitudinale du bassin houiller du Hainaut et d'y rechercher des éléments de rattachement, tant de la seconde plate faille que des massifs qu'elle sépare.

10. Le synclinal du Flénu est un trait tectonique de grande importance. Aussi a-t-il, de longue date, été nettement distingué. On le voit, sur la carte dressée vers 1850 par Cavenaille, se développer de la frontière française, à travers le Couchant de Mons, jusqu'aux abords de Péronnes, dans le district du Centre ⁽¹⁾.

Sur les coupes horizontales plus récentes, telle celle établie par le Service de la Carte des Mines ⁽²⁾, apparaissent nettement les ondulations que les plis transversaux impriment à ce grand pli longitudinal. Ces plis transversaux sont, de l'Est à l'Ouest : l'anticlinal des Produits, le synclinal de Quaregnon, l'anticlinal de Wasmes et le synclinal de Boussu ⁽³⁾.

(1) L. CAVENAILLE, 1850?. Carte charbonnière du bassin houiller de l'arrondissement de Mons, Bruxelles, F. Desterbecq.

(2) *Op. cit.* Voir aussi C. PLUMAT, in A.-T. PONSON, *Traité de l'exploitation des mines de houille*, Liège, Noblet, 1853, pl. IIIbis, fig. 2.

(3) Cf. A. RENIER, Les gisements houillers de la Belgique, chap. XI. Description tectonique. (*Op. cit.*, p. 904.)

Ce dernier est si profond que, rapidement, s'y trouve logé un massif charrié, le massif de Boussu, qui se superpose au massif du Borinage. La constitution du massif de Boussu a longtemps fait l'objet de discussions, mais les récentes études et les travaux de recherche, surtout les études et les travaux exécutés dans le bassin du Nord français ont finalement mis hors de doute le prolongement, à travers tout ce district minier, du massif de Boussu, limité inférieurement par une faille distinguée au delà de la frontière, naguère comme faille d'Auby, à présent comme faille Barrois ⁽¹⁾. Le massif se termine, ainsi que l'avait entrevu Marcel Bertrand, aux environs d'Auby, avec apparition, en émergement, du substratum dinantien qui repose, — le fait a été constaté par sondage, — sur le Dévonien supérieur (Famennien et ?Frasnien). Au-dessous, la sonde, traversant la faille Barrois, a pénétré dans un gisement Flénu ⁽²⁾.

Mais, dans le cas qui nous occupe, c'est l'extrémité orientale du massif de Boussu qui est spécialement intéressante. L'ensemble des renseignements fournis par les puits et sondages permet d'affirmer que la bordure méridionale du massif de Boussu ou sous-massif de Denain, en allure de dressants renversés dans le Nord français, s'y couche tellement que c'est le noyau d'un pli retourné qui occupe l'ombilic ou périsynclinal résultant de l'interférence du synclinal transversal de Boussu avec le synclinal longitudinal du Flénu. Ce noyau est en Silurien, auquel succède une suite transgressive de formations dévoniennes et carbonifères, s'étendant du Frasnien au Westphalien, tout comme à l'extrémité occidentale entre Douai et Auby ⁽³⁾.

Enfin, il faut remarquer que la direction du synclinal du Flénu, dans son ensemble Est-Ouest entre Flénu et Hornu, devient, sur le flanc occidental de « l'anticlinal de Wasmes », de plus en plus franchement Nord-Est—Sud-Ouest, au fur et à

(1) Carte géologique et structurale du bassin houiller du Nord de la France (régions centrale et orientale), in P. PRUVOST et P. BERTRAND, Quelques résultats des récentes explorations géologiques du bassin houiller du Nord de la France. (*Revue Industrie Minérale*, Saint-Étienne, 1932, n° 282.)

(2) A. DUBERNARD, Résultats géologiques des sondages exécutés dans la concession de l'Escarpelle. (*Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVI, Lille, 1931, pp. 181-195, pl. XIV et XV.)

(3) Cf. A. RENIER, Les gisements houillers de la Belgique, chap. XII. Relations internationales de tectonique. (*Annales des Mines de Belgique*, Bruxelles, 1921, t. XXII, p. 453, fig. 5.)

mesure que s'approfondit l'aire d'ennoyage qu'est le district houiller du Nord ⁽¹⁾.

11. La plus récente coupe horizontale qui ait été publiée, celle dressée en 1889 par le Service de la Carte des Mines, porte déjà l'amorce du synclinal transversal qui fait suite, vers l'Est, à l'anticlinal des Produits. Le flanc oriental de ce synclinal ou « cuve » de Mons n'a toutefois été connu qu'assez récemment, à la suite de la création du siège de l'Héribus, au Sud-Est de la station de Cuesmes-Etat, et de l'instauration d'une campagne de sondages aux abords de la ville de Mons. Cette cuve est plus compliquée que le synclinal de Quaregnon, puisque son flanc oriental, de direction Sud-Ouest—Nord-Est, se présente en allure de dressants renversés vers le Nord-Ouest. Aussi la construction de coupes verticales au travers de cet ombilic a-t-elle fourni un des plus beaux exemples qui soient de l'emboîtement harmonique des formations tertiaires et de la surface du terrain houiller. La définition de la cuve de Mons qui en est résultée ⁽²⁾, peut être étendue à l'allure des couches de houille.

On en conclut d'ailleurs que la trace du synclinal du Flénu, au lieu de se prolonger vers l'Est, suivant la conception adoptée depuis Cavenaille (1850 ?), se dirige du Flénu, non vers l'Est, mais vers le Nord-Est et présente ainsi une inflexion similaire à celle qui s'observe, de Mons à Nimy, dans le cours de la rivière la Haine. C'est là, en ce qui concerne le synclinal du Flénu, une situation comparable, mais inverse de celle qui se constate à l'Ouest de Boussu. De ce rapprochement, on déduit l'existence d'une surélévation vers le Nord-Est dans la direction de Nimy.

A l'Est des exploitations du puits de l'Héribus ou, en gros, à l'Est du méridien de Mons, les informations sur la constitution du socle paléozoïque sont clairsemées sur une distance de plusieurs kilomètres. Le plus important jalon est constitué par le sondage dit de Saint-Symphorien, situé à 4,000 mètres à l'Est-Nord-Est des puits de l'Héribus. La sonde y a traversé, sous 310 mètres de formations tertiaires et crétaciques et sur une épaisseur de 129 mètres, entre les cotes —284 et —413, une masse de calcaires en allure de dressants renversés (60°-90°, d'après M. Stainier; 20° d'après J. Cornet), pour pénétrer

(1) Cf. *ibid.*, p. 479, fig. 12.

(2) Cf. R. MARLIÈRE, Le sondage Léon Gravez, à Mons et coupes de la cuve de Mons (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, Liège, 1929, t. XLII, pp. B184-196); Modifications au tracé des cartes isohypses de la « Cuve de Mons » (*Ibid.*, Liège, 1930, t. LIII, pp. B85-93, fig. 2, non fig. 3.)

ensuite dans un gisement de houilles Flénu ⁽¹⁾. L'âge viséen de ces calcaires ne paraît pas faire de doute, étant donnés leurs caractères lithologiques et surtout paléontologiques, bien qu'on ne mentionne qu'un seul fossile identifiable. La suite en allure retournée semble se poursuivre vers le bas, par l'assise de Chokier.

La rencontre de ces calcaires, antérieure au développement des exploitations du siège de l'Héribus, fut tellement inopinée que tous les auteurs les ont considérés comme représentant un lambeau de charriage. Cependant, J. Cornet avait, dès l'abord, admis que le Viséen de Saint-Symphorien se rattache aux formations d'âge namurien rencontrées vers 1870 dans la concession Levant de Mons, aux environs d'Harmignies, où elles se présentent en allure de plateaux retournées d'inclinaison Nord. Quoi qu'il en soit, on a, depuis 1913, admis l'existence d'un ou deux massifs dits de Saint-Symphorien ou de Symphorien et d'Harmignies; limités inférieurement par la ou les failles de Saint-Symphorien et d'Harmignies, ils seraient charriés sur le massif du Borinage.

Mais à présent qu'on sait que, sous Mons, le synclinal du Flénu se dirige, non vers l'Est, mais vers le Nord-Est, il est plus logique d'admettre que les calcaires viséens rencontrés au sondage de Saint-Symphorien appartiennent à la bordure orientale du massif du Borinage, dont la structure serait ainsi analogue à celle du massif de Boussu. S'il était objecté que la distance entre la couche Petit Buisson reconnue au siège de l'Héribus et la base du Houiller reconnue à Saint-Symphorien, est insuffisante pour loger cette suite épaisse de plus de 1,600 mètres, on remarquerait qu'une réduction de cette puissance est plus que probable, puisque le rattachement du versant oriental de la cuve de Mons à une aire de surélévation résulte, non seulement de la considération de l'allure longitudinale du synclinal du Flénu sous Mons, qui a été indiquée ci-dessus, mais aussi, — preuve plus directe, — des études paléontologiques, notamment de celle du toit de la veine Petit Buisson au

(1) J. CORNET, Le Calcaire carbonifère à Saint-Symphorien lez-Mons (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, Liège, 1911, t. XXXVIII, Bul. p. 300). — Cf. X. STAINIER, Le Calcaire de Saint-Symphorien (*Bull. Soc. belge de Géol.*, Bruxelles, 1914, t. XXVIII, proc.-verb., pp. 41-47). — Structure du bord Sud des bassins de Charleroi et du Centre d'après les récentes recherches, 3^e partie (*Ann. des Mines de Belgique*, t. XIX, pp. 813-840; cf. fig. 3, p. 837).

siège de l'Héribus, où le niveau supérieur à faune marine existe seul, le niveau inférieur étant remplacé par un lit à flore autochtone (1).

Donc la distinction d'un massif dit de Saint-Symphorien ne se justifie plus. Adoptant les vues de J. Cornet, on conclut qu'il en est de même pour le massif d'Harmignies. Le Dinantien de Saint-Symphorien est au flanc Nord-Ouest, le Namurien, retourné et d'inclinaison Nord, du puits d'Harmignies, au flanc Sud d'un anticlinal retourné, qui, comme on le verra bientôt, n'est autre que le prolongement sud-occidental du synclinal longitudinal de Maurage. Considéré comme le prolongement oriental du synclinal du Flénu, tant que, à l'exemple de Cavenaille, on tenait ce pli comme de direction Est-Ouest depuis les environs de Boussu jusqu'à Péronnes, le synclinal de Maurage apparaît à présent comme distinct.

Mais avant que d'aborder ce point et pour en terminer avec le « massif d'Harmignies », il convient de faire observer que, à prolonger vers l'Est les tracés de la bordure méridionale visible, et partant incontestée, du massif du Borinage, notamment les bandes de « poudingue houiller » du bois de Colfontaine, on aboutit d'autant plus sûrement aux environs d'Harmignies, que le « poudingue houiller » a été reconnu dans la concession Cibly (2), en allure de dressants d'inclinaison Sud, à la profondeur de 106 mètres, dans le puits Cousin à Asquillies.

C'est sans doute pour cette raison que les auteurs de la Carte des Mines du Bassin de Mons en ont fixé la limite orientale quelque peu au delà d'Harmignies, encore que, dès 1873, F.-L. Cornet eût admis l'existence dans cette région d'un accident semblable à ceux de Boussu et de Fontaine-l'Évêque. Il se pourrait néanmoins que déjà à cette époque où le massif du Borinage était seul assez largement exploré, on ait soupçonné son extension à l'Est du méridien de Mons. Aujourd'hui, l'ensemble des faits connus porte à considérer qu'il en est bien ainsi : Par suite de la surélévation générale vers l'Est, le massif du Borinage émerge finalement entre Saint-Symphorien et Villers-Saint-Ghislain.

(1) Cf. A. RENIER, Etude stratigraphique du Westphalien de la Belgique. (*Congrès géologique international. Comptes rendus de la XIII^e session*, en Belgique, 1922, 3^e fasc., Liège, 1926, p. 1809.)

(2) Cf. J. FALY, Le Poudingue houiller (2^e note). (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XIII, Liège, 1886, p. 189.)

La faille qui le limite inférieurement, pourrait continuer d'être désignée sous le nom de « faille de Saint-Symphorien », afin d'éviter l'ambiguïté que ne manquerait pas de provoquer le maintien du vocable de « zone failleuse du Borinage ».

12. Il importe enfin de préciser les relations du massif sur lequel repose le massif du Borinage et que nous avons dénommé provisoirement massif de Grisœuil.

Dans l'ensemble de la concession Agrappe, son allure est, au total et dans les limites de nos connaissances, celle d'une voûte assez plate, dont les plateurs du puits n° 10 (Grisœuil) forment le flanc méridional; elles se relèvent certes vers leur extrémité en des dressants hauts de plus de 200 mètres; mais l'amorce de plateurs plus méridionales, découverte à l'extrémité des travers-bancs, porte à penser que cette relevée n'est pas définitive; cette opinion est d'ailleurs confirmée par l'examen de la coupe d'ensemble. L'allure est donc, non pas simplement celle de plateurs normales d'inclinaison Sud, mais plutôt d'un vaste bassin compliqué de plis secondaires.

Si, pour un instant, nous faisons abstraction du sondage d'Hyon, situé sensiblement à mi-distance entre le siège de l'Héribus et le sondage de Saint-Symphorien, ainsi que du sondage de Saint-Symphorien lui-même, nous pénétrons dans le district du Centre, où toute une série de sièges d'exploitation, créés au cours des trente dernières années, assez progressivement de l'Est vers l'Ouest, ont, au-dessous du manteau continu des morts terrains, pénétré tous directement dans un gisement productif qui, à l'Est de Saint-Symphorien et d'Harmignies, représente l'émergement du massif de Grisœuil.

Ce sont, de l'Ouest à l'Est : le tout récent puits Léopold ou Beaulieu de la concession Havré; le puits n° 1 (nouveau) de la concession Levant de Mons; le puits n° 1 de la concession Bray, dont les travaux se reliait ou presque à ceux du puits précédent; le puits Marie-José de la concession Maurage; le puits Le Quesnoy de la concession Bois-du-Luc; enfin les puits Sainte-Élisabeth et Sainte-Marguerite de la concession Ressaix. Sur une distance de 8 kilomètres de Villers-Saint-Ghislain à Péronnes, le gisement en cesse pas de se surélever progressivement, si bien que, à Péronnes, le substratum du massif de Grisœuil est connu : c'est une masse failleuse au-dessous de laquelle les puits du siège Sainte-Marguerite ont pénétré dans

le massif du Poirier ⁽¹⁾. Longtemps les exploitations se sont poursuivies en continuité avec celles du gisement supérieur du siège Sainte-Marguerite, aux puits Sainte-Barbe, Saint-Albert, Sainte-Marie, Ressaix, Sainte-Aldegonde et Leval. A ces deux dernières fosses, situées sur la relevée orientale d'une cuvette, le synclinal de Ressaix, qui les sépare du siège Sainte-Marguerite, le massif en question repose, à l'intervention de la faille Masse, sur un massif qui est supérieur au massif du Poirier et qui renferme le gisement exploité dans la profondeur, à Anderlues, ensuite dès l'affleurement, à Fontaine-l'Évêque et à Marcinelle. Comme l'ont confirmé les plus récentes recherches, il n'est autre que le massif de Loverval que limite inférieurement la faille de Chamborgneau ⁽²⁾. La limite inférieure du massif de Grisœuil est donc la faille Masse et lui-même est le massif de Masse.

Toutefois, dans l'aire d'ennoyage de Charleroi, entre Marcinelle et Fontaine-l'Évêque, le massif de Loverval est surmonté par un autre massif : celui de la Tombe, qui, affleurant largement, apparaît constitué d'une suite continue de formations frasniennes, famenniennes, dinantiennes et namuriennes. C'est, cartographiquement, le mieux connu et le plus nettement délimité des massifs qui, dans le grand sillon houiller des vallées de la Sambre et de la Haine, renferment, en affleurement ou en émergement, des formations antéhouillères et qui, tenus d'abord pour des Klippes, ont, par suite du développement des exploitations houillères, été démontrés sans racine, tant aux environs de la Tombe, à Marcinelle, qu'à Boussu. Ce dernier massif ne peut d'ailleurs plus — on l'a rappelé — être aujourd'hui tenu pour indépendant des formations houillères. Il en est de même — on l'a fait voir — pour le massif de Saint-Symphorien. En conséquence, il est plus que probable que le massif de la Tombe se relie vers l'Ouest, par delà l'anticlinal transversal d'Anderlues, au massif de Masse. Mais la preuve com-

(1) Cf. A. RENIER, L'horizon marin de Quaregnon dans le gisement profond du siège Sainte-Marguerite des Charbonnages de Ressaix, à Péronnes (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIII, Bruxelles, 1930, pp. 151-154). — Premières observations sur l'horizon de Quaregnon dans le massif du Poirier au siège Sainte-Aldegonde des Charbonnages de Ressaix (*Ibid.*, t. XLIV, Bruxelles, 1934, pp. 14-16).

(2) A. RENIER, Contribution à l'étude de la bordure méridionale du bassin houiller de Charleroi et de la Basse-Sambre. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. LXI, Bruxelles, 1932, spécialement pp. 336-338.)

plète ne peut en être détaillée ici. On se bornera à dire que la difficulté de la démonstration dérive avant tout du fait que, à l'Ouest de Fontaine-l'Évêque, le prolongement du massif de la Tombe est recouvert par le manteau continu des formations tertiaires et crétaciques, si largement développé dans le bassin de la Haine. La preuve du prolongement du massif de la Tombe résulte cependant de la coupe des nouvelles avaleresses de Piéton (ancienne fosse n° 16) de la concession Monceau-Fontaine, qui ont recoupé en allure de dressants renversés une épaisseur déjà importante de Namurien, en sorte que le massif de la Tombe n'est autre que le massif de Masse, et la faille de la Tombe la faille de Masse, le substratum, objet d'exploitations continues, étant le massif de Loverval. En tous cas, à l'Ouest de Piéton on entre dans le bassin de la Haine. Tout comme pour la surface du Houiller sous les morts-terrains, l'ennoyage des plis du Houiller y est, abstraction faite de complications accessoires, constamment vers l'Ouest. Cet ennoyage s'accroît d'ailleurs à l'Ouest du siège Sainte-Marguerite, c'est-à-dire sur la retombée occidentale de l'anticlinal de Binche. Les sièges Sainte-Élisabeth, n° 1 de Bray et n° 1 du Levant de Mons exploitent un gisement en allure de dressants renversés entrecoupés de fausses plateurs et qui s'ennoie fortement vers l'Ouest entre les sièges de Bray et du Levant de Mons, puis par delà. C'est le flanc Sud d'un synclinal, dont le puits Le Quesnoy a reconnu le flanc Est sous forme de plateurs de direction Nord-Sud, tandis que le puits Marie-José de la concession Maurage en exploite tant le flanc Est que le flanc Nord, d'abord reconnu par les travaux du puits La Garenne. D'où le nom de « synclinal de Maurage ». Ce synclinal s'ouvre largement vers l'Ouest, ainsi qu'ont permis de le constater les travaux exécutés au puits de Beaulieu. Qui plus est, ces derniers ont fait voir que les plateurs du flanc septentrional ne tardaient pas à se diriger vers le Sud-Ouest avec inclinaison au Nord-Est. Cette allure, qui se déduisait déjà de la considération des allures du Comble Nord à l'Ouest d'Havré, avait, jadis, été tenue pour peu compréhensible ⁽¹⁾. Elle s'explique à présent du fait que, à l'Ouest du puits de Beaulieu, l'axe du synclinal de Maurage se dirige vers le Sud-Ouest, sensiblement vers Saint-Symphorien et, ainsi, apparaît bien distinct du synclinal du Flénu. Cette allure se reflète d'ailleurs dans celle même de la surface du Houiller : une

(1) Cf. A. RENIER, Les gisements houillers de la Belgique, t. XI (*op. cit.*), planche V : Essai d'une carte tectonique...

cuve allongée Nord-Est—Sud-Ouest se marque entre Beaulieu et Saint-Symphorien ⁽¹⁾. Le massif de la Tombe s'ennoie dès lors sous le massif du Borinage, de façon analogue à celle dont celui-ci s'ennoie à l'Ouest de Saint-Ghislain, sous le massif de Boussu. Aussi les sondages de Saint-Symphorien et d'Hyon ont-ils, dans leur partie profonde, pénétré sous le massif du Borinage dans un gisement de houilles Flénu. Ainsi s'explique enfin l'allure en vaste bassin du gisement profond du puits n° 10 (Grisceuil).

13. En définitive, ces recherches sur la tectonique du massif du Borinage aboutissent à un remaniement assez étendu des conceptions sur la structure des formations paléozoïques dans le sillon houiller de la vallée de la Haine, jusque et y compris leurs extensions dans la vallée de la Sambre, aux environs de Charleroi.

La rencontre de formations antéhouillères au beau milieu de ce sillon houiller a longtemps fait considérer ces formations comme appartenant à des massifs, disons exotiques. Pour le houilleur, tout ce qui n'est pas terrain houiller, est terrain mort ou mort-terrain; il n'en a que faire. L'exploration géologique a cependant fait voir — il y aura tantôt un siècle, grâce à A.-H. Dumont — que, dans le bassin de la Haine, le Houiller repose en allure concordante et de façon apparemment continue sur le Calcaire carbonifère ou Dinantien, puis sur le Dévonien supérieur (Famennien et Frasnien), et encore que, localement, par suite des mouvements tectoniques, cette suite peut se trouver actuellement en allure retournée, comme à la fosse du Saint-Homme, près de Boussu. Sur la base de ces deux notions fondamentales, on en arrive, actuellement, à abandonner la conception naguère classique, celle de l'existence d'une nappe supérieure indépendante représentée sporadiquement à Boussu, à Saint-Symphorien, enfin entre Fontaine-l'Évêque et la Tombe, et s'étendant jusqu'à Landelies. On est, en effet, conduit à admettre que, s'approfondissant, depuis l'origine du bassin de la Haine, de façon sensiblement continue vers l'Ouest, le sillon houiller est le logement d'une série de nappes de charriage largement étalées qui s'appuient finalement par l'intermédiaire d'une masse ou nappe failleuse sur le versant méridional, d'ai-

(1) Cf. J. CORNET et CH. STEVENS, *Etudes sur les formations postpaléozoïques du bassin de la Haine. Relief du socle paléozoïque*, 2^e livraison. Bruxelles, 1923, planchette Givry.

leurs faillé, du massif du Brabant. C'est vers l'émergement de leur bord oriental qu'apparaissent, sous le manteau des formations crétaciques et tertiaires, les plus inférieures des formations antéhouillères qu'elles renferment.

Ainsi qu'il a été rappelé dans une étude antérieure ⁽¹⁾, c'est dès les environs de Franière, aux Roches-Saint-Pierre, dans la Basse-Sambre, que s'observent nettement les premières manifestations de l'avancée de nappes dans le sillon houiller. Par suite d'un brusque approfondissement vers l'Ouest, trois nappes ou massifs, dits de Saint-Pierre, d'Ormont et de Bouffioulx, s'avancent en recouvrement du sillon houiller. Parvenues vers Châtelet, au bord oriental de l'aire d'ennoyage de Charleroi, ces nappes s'étalent vers le Nord. En même temps s'avance du Sud, sur le sillon houiller, une nouvelle nappe, le massif de Loverval, qui, s'approfondissant vers l'Ouest, se développe dans le gisement supérieur de Marcinelle, que ne tarde pas à recouvrir une autre nappe plus élevée encore : le massif de la Tombe ou de Landelies. Raboutant sur les anticlinaux les massifs antérieurement plissés, ces nappes en accentuent le laminage. Ainsi les massifs d'Ormont et de Saint-Pierre sont-ils tellement disloqués que, dès leur plongée dans l'aire d'ennoyage de Charleroi ils donnent naissance à une masse failleuse. Celle-ci s'augmente vers l'Ouest par le dessus et le dessous, en se transformant en la *nappe failleuse du Hainaut*, sorte de massif compréhensif au point de vue tectonique, jusqu'à présent improprement désigné sous le vocable de « zone failleuse du Borinage » ou « zone failleuse du Centre et du Borinage ».

D'autre part, grâce à l'extension des recherches en profondeur, il a été possible de définir assez exactement le jeu des plis sur la bordure orientale de l'aire d'ennoyage de Charleroi et de faire voir que les charriages sont d'autant plus antérieurs à l'accentuation des plis qu'ils sont plus profonds et, encore, que dans le réseau sensiblement orthogonal de plis orientés Nord-Est—Sud-Ouest et Sud-Est—Nord-Ouest, les plis Nord-Est—Sud-Ouest doivent être tenus comme d'allure longitudinale.

C'est l'un de ces plis longitudinaux, l'anticlinal ou voûte de Bouffioulx, qui, entre Chamborgneau et Jamioulx, provoque l'émergement de la faille du Midi; c'en est un autre, compliqué

(1) Cf. A. RENIER, Contribution à l'étude de la bordure méridionale du bassin houiller de Charleroi et de la Basse-Sambre. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLI, Bruxelles, 1932, spécialement pp. 329 et suiv.)

d'un anticlinal secondaire, qui a pour effet l'allongement du massif de la Tombe, suivant la vallée de la Sambre, entre Marchienne-au-Pont et Landelies. Ensuite d'autres plis, notamment l'anticlinal d'Anderlues, interviennent plus à l'Ouest; leur jeu aboutit à un amincissement du massif de la Tombe aux environs de Fontaine-l'Évêque.

Par delà le passage de l'anticlinal d'Anderlues, le massif de la Tombe, reprenant de l'épaisseur, passe latéralement au massif de Masse et rabote dès lors le massif de Loverval à un point tel que — les coupes des avaleresses des sièges Saint-Albert et Sainte-Marguerite de Ressaix en ont fourni la preuve, — la nappe failleuse du Hainaut englobe, non seulement les massifs de Saint-Pierre et d'Ormont, mais encore, vers le haut, la totalité du massif de Loverval, et, vers le bas, le massif du Carabinier : c'est au massif du Poirier que du massif de la Tombe on passe directement à travers la nappe failleuse. Par delà l'anticlinal de Binche s'ouvre enfin l'aire d'ennoyage dans laquelle se loge, vers l'extrémité du district du Centre, la nappe ou massif du Borinage, limité inférieurement par la faille de Saint-Symphorien et recouvert à l'Ouest de Saint-Ghislain par la nappe de Boussu, qui, constituée, pour le moins, des massifs d'Anzin et de Denain que séparent le « Cran de retour », s'épanouit largement dans le Nord français.

Ainsi la structure du gisement houiller du Hainaut apparaît, en définitive, plus simple, plus cohérente, et l'on comprend mieux combien fallacieux est l'aspect de la carte géologique. La direction d'ensemble du sillon houiller du Samson à la frontière n'est nullement celle des plis longitudinaux. Cette dernière est Nord-Est—Sud-Ouest, donc franchement variscique : la constatation de ce fait essentiel fournit une explication des limites de l'extension méridionale du gisement houiller et permet d'entrevoir ou de deviner ce que pourrait être, au total, cette extension ⁽¹⁾. Mais, à tout prendre, son intérêt serait surtout grand dans une revision des conceptions sur la structure profonde de l'Europe nord-occidentale.

(1) Cf. Carte géologique de la Belgique (d'après la Carte géologique originale à l'échelle du 40.000^e dressée par ordre du Gouvernement). Echelle du 160.000^e, Bruxelles, Institut Cartographique militaire, 1920, et Carte géologique de la Belgique d'après la Carte à l'échelle du 40.000^e dressée par ordre du Gouvernement. Echelle du 1.000.000^e, Bruxelles, Institut Cartographique militaire, juillet 1921.

Un nouveau gisement d'Andalousite à Recht ⁽¹⁾,

par F. CORIN.

A environ 700 mètres au Nord-Est de la station de Recht, le chemin de fer de Vielsalm à Born contourne en tranchée, par le Nord, un éperon rocheux en Salmien supérieur. Le coticule s'y voit décrivant un synclinal qui s'ennoie vers le Sud-Est. On y observe également des filons de quartz tacheté de rouge (2) ⁽²⁾; le phyllade à coticule est, à leur contact, largement recristallisé et chargé de gros grenats. Cette situation est identique à celle qu'on observe à Salm-Château (3).

Immédiatement au Sud-Est, dans les carrières à ciel ouvert, depuis longtemps abandonnées, on se trouve en présence de phyllades gris violacé, à granules rougeâtres. On y recueille aussi en abondance des débris de quartz filonien chargé de minéraux bien connus et semblablement associés dans la région de Vielsalm : andalousite en prismes allongés; hématite spéculaire.

Cependant, un filon de quartz, épais de plus d'un mètre, ne renferme ni andalousite, ni hématite. L'andalousite, parfois de teinte rosée, n'existe que dans des filonnets; à leur contact, le schiste est décoloré, verdâtre, tacheté de rouge. Ces filonnets, principalement visibles dans la partie orientale de la carrière, se présentent en coupe sous forme de coins s'amincissant vers le haut.

L'étude minéralogique aboutit aux conclusions suivantes :

1° La teinte rouge de l'andalousite n'est pas la couleur propre du minéral; elle est due à la présence d'un pigment ferrugineux. Le minéral est incolore et non pléochroïque.

2° La roche au contact des filonnets est profondément recristallisée.

3° Les schistes gris violacé sont criblés de granules rougeâtres, opaques, d'environ un mm. de diamètre. Au voisinage des filonnets, ces granules se font plus volumineux, pour prendre, finalement, la forme de prismes de section carrée de plus de deux millimètres de longueur. Au contact même des filonnets, ces prismes sont certainement formés d'andalousite : le minéral

(1) Note présentée à la séance du 19 décembre 1933.

(2) Les grands chiffres entre parenthèses renvoient à la bibliographie, à la fin du texte.

s'individualise, à l'état de pureté, dans les fissures des granules, ou prolonge, dans le filon, les granules sectionnés par ce dernier.

4° Parmi les produits d'altération de l'andalousite, il faut signaler la muscovite et une chlorite blanche du type de la leuchtenbergite.

Il ne paraît pas y avoir, dans ce nouveau gisement, d'andalousite bleue ou verte telle qu'il en a été signalé, tant dans la galerie Margraf, environ 1 km. au Sud de ce gisement (1), qu'à Vielsalm, à Ottré et à Regné (4).

La proximité des filonnets d'andalousite et des filons de quartz rouge indique une connexion déjà signalée dans les autres gisements d'andalousite (4).

Dans tous les cas considérés, les filons à andalousite ont certaines analogies avec les formations qu'A. Michel-Lévy considérait comme des terminaisons de filons granulitiques; leur minéralisation rentre dans les paragenèses de catazone et, de ce fait, semble étrangère au complexe métamorphique salmien, d'évolution épizonale.

Ils sont, en outre, bordés de roches recristallisées à structure de cornéennes et sont auréolés de schistes chargés de granules qui, à proximité des filons, renferment de l'andalousite. Une telle auréole est classiquement tenue pour l'indice d'un métamorphisme de contact thermique (1).

Ce n'est donc pas sans quelque raison qu'on a pu considérer ces filons comme d'origine magmatique (5).

Mais il s'avère que les concepts de cata-, méso- et épizone n'ont pas la rigueur qu'on leur supposait naguère. Il semble d'ailleurs qu'on pourrait tout aussi bien expliquer l'étroite localisation des schistes granuleux au niveau des couches à coticule comme une manifestation de la composition particulière des dites couches à coticule, et encore la non moins étroite localisation des filons à andalousite à ce même niveau et en

(1) La localisation de ces schistes noduleux n'est pas nécessairement due à la seule action thermique des filons. Si l'andalousite est généralement considérée comme caractéristique d'un métamorphisme thermal local, la présence de fluides peut au moins favoriser son développement. Les filons, lieu de concentration des fluides, peuvent exalter localement les effets d'une cause plus générale. La distribution des porphyroblastes d'andalousite le long d'un réseau de cheminement est parfois évidente (6).

relation avec les schistes noduleux comme résultant d'un phénomène de ségrégation (1).

Il faut toutefois observer que les couches à coticule forment la base du Salmien supérieur et sont ainsi les plus exposées à l'influence d'un magma sous-jacent. La marche ascendante des minéralisateurs est d'ailleurs soulignée par l'évolution rapide du remplissage de certains filons du bas au haut de la coupe de la vallée de la Salm.

Si l'origine magmatique des filons minéralisés en andalousite prête à discussion, celle des nombreuses formations filonniennes qui ne se signalent ni par des paragénèses, ni par un métamorphisme de contact est encore bien plus douteuse.

M. J. Lepersonne a déclaré récemment que les filons minéralisés en albite et chlorite de la région de Saint-Vith et, en général, du Sud-Est du massif de Stavelot sont d'origine magmatique et connexes des formations pegmatitiques de la région de Bastogne. Il a de même considéré que la grande puissance de certains filons de quartz est un indice de leur origine profonde (7).

Ce dernier argument paraîtra quelque peu simpliste. En ce qui concerne les filons d'albite et chlorite, il faut, au moins, se souvenir que des filons analogues sont fréquents dans toutes les régions métamorphiques, sans jamais être considérés comme le résultat d'influences magmatiques : albite et chlorite sont des minéraux typomorphes de l'épizone; l'une et l'autre sont répandues parmi les premières manifestations du métamorphisme; elles sont normalement des constituants néogènes des roches dévoniennes, schisteuses ou gréseuses, épimétamorphiques, de la bordure Sud du massif de Stavelot. On peut donc admettre qu'elles se sont également formées dans les filons au cours d'une simple évolution épizonale.

M. Lepersonne ne paraît pas avoir envisagé cet aspect du

(1) M. P. SPAENHAUER a repris récemment l'étude des filons à andalousite du massif cristallin de la Silvretta, de la chaîne des Alpes (8). Ces filons présentent, sous une cristallinité plus large, une grande analogie avec ceux de Vielsalm. Des phénomènes de contact se seraient produits au début de l'évolution géologique complexe. Tardivement, une remise en mouvement de l'andalousite, sous l'empire d'un métamorphisme général de caractère catazonal, aurait engendré les filons. Ceux-ci ne semblent pas accompagnés d'une auréole de contact bien caractérisée.

Aucune évolution catazonale ne s'est réalisée à Vielsalm. L'auréole des schistes noduleux et des schistes à andalousite s'y dessine clairement, et l'on peut croire qu'elle est ici simplement plus visible, parce que les roches y sont de texture plus fine que dans le massif de la Silvretta.

problème. Il paraît avoir négligé l'étude parallèle des filons et de la roche. Or, dans une région métamorphique, les accidents locaux doivent être nécessairement considérés dans les roches qui leur servent de cadre naturel, faute de quoi on est porté à tenir pour trop fragiles d'éventuelles déductions sur la répartition des massifs éruptifs, cachés dans la profondeur.

Les filons pegmatitiques et les nodules métamorphiques des environs de Bastogne en sont un exemple classique.

La reconnaissance de l'origine profonde de certaines formations filoniennes n'implique pas nécessairement l'intervention d'un massif éruptif. Il y a là plus qu'une nuance : l'évolution des roches suppose la mobilisation d'une partie de leur substance; que cette substance, mobilisée, se concentre dans des vides éventuels, rien que de très naturel; si, d'aventure, le réseau de cheminement est assez étendu, un transport à distance ne peut manquer de se produire.

L'ancienne conception de la sécrétion latérale, mise toutefois en harmonie avec les conceptions physico-chimiques, reparait ainsi sous le vocable de « différenciation métamorphique » (9, 10).

BIBLIOGRAPHIE

- (1) J. ANTEN, Contribution à l'étude du Salmien dans la région de Recht. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, 1911-1912, t. XXXIX [Mém.], pp. 397-417, pl. VII à X.)
- (2) F. CORIN, Le Quartz rouge de Salm-Château. (*Ibid.*, t. LI, pp. B 166-168, Liège, 1928.)
- (3) — Note sur la Tectonique de la région au Nord de Salm-Château. (*Ibid.*, pp. B 264-274.)
- (4) — Un nouveau filon d'Andalousite à Regné. (*Ibid.*, t. LIII, pp. B 16-18, Liège, 1929.)
- (5) — Quelques manifestations du Métamorphisme dans le Sud du Massif de Stavelot. (*Ann. Soc. scientif. de Bruxelles*, t. XLIX, série B, 3^e section, p. 337, Louvain, 1930.)
- (6) — Le Métamorphisme de Vielsalm. (*Ibid.*, t. LI, série B, 1^{re} partie, 3^e section, pp. 57-71, Bruxelles, 1931.)
- (7) J. LEPERSONNE, La répartition des filons d'origine profonde du canton de Saint-Vith (note préliminaire). (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LVI, pp. B 278,280, Liège, 1933.)
- (8) FRITZ SPAENHAUER, Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. (*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XIII, 1933, pp. 323-346, Berne, 1933.)
- (9) F. L. STILLWELL, *Austr. Antarct. expedition. Sci. Rep.*, III, I (I), 1918.
- (10) P. ESKOLA, In the principles of metamorphic differentiation. (*C. R. de la Soc. géol. de Finlande*, n° 5, 1932.)

Observations sur les roches salmiennes métamorphiques du Roerbusch (Eisenborn) ⁽¹⁾,

par F. CORIN.

L'exploration de la bordure orientale du massif cambrien de Stavelot sur le versant méridional des Hautes-Fagnes a conduit à la découverte de deux ensembles d'affleurements du Salmien supérieur, l'un aux environs de Walque, l'autre au Roerbusch. Le premier a été récemment décrit ⁽²⁾; le second fait l'objet de la présente note.

La situation de ces deux ensembles et, du même coup, leurs relations géographiques et même tectoniques se voient sur un croquis cartographique publié ici même ⁽³⁾. Le Salmien émerge de dessous le manteau transgressif du Dévonien inférieur, sur l'extrême bordure du grand synclinal de Malmédy-Stavelot, si nettement indiqué par le développement des quartzophyllades du Salmien inférieur entre Bévercé et peu en amont du débouché du ruisseau de Bayon. Ce synclinal se soude d'ailleurs, sur la bordure orientale du massif cambrien, à un synclinal plus méridional de développement assez local : celui de la Warchenne.

Le Salmien supérieur n'a été rencontré jusqu'ici que sur les bords du synclinal septentrional, le plus important des deux, à en juger d'après son rejeu, qui a eu pour conséquence la localisation du « poudingue triasique ou permien » de Malmédy. On pourrait certes s'attendre à le retrouver également dans la profonde vallée de la Warche; mais la transgression dévonienne ayant été plus accentuée dans la partie axiale du synclinal, le Salmien supérieur n'y est pas découvert.

Le Salmien supérieur ne se présente pas au Roerbusch en affleurement, mais ses débris jonchent le sommet de la colline : ce sont des schistes gris violacé otrélitifères, rubanés ou bigarrés de vert, des schistes vert pâle, otrélitifères, renfermant parfois de gros cubes de pyrite, de gros blocs roulants de quartz blanc laiteux chargé de chlorite et d'hématite spéculaire.

On n'y a pas rencontré de coticule.

(1) Note présentée à la séance du 23 janvier 1934.

(2) F. CORIN, Quelques roches salmiennes métamorphiques des environs de Walque (synclinal de Malmédy). (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XLIII, pp. 117-127, Bruxelles, 1933.)

(3) Cf. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXV, pp. 174-249, Bruxelles, 1928.

A côté de roches à texture simple, il en est dans lesquelles l'entremêlement des plages vertes et des plages gris violacé donne l'impression d'un brassage d'origine tectonique; d'autres ont l'aspect caractéristique de roches laminées, de texture presque fluidale, où s'égrènent, en traînées, les deux variétés gris violacé et verte des schistes. Ces roches déformées sont assez abondantes.

Schistes gris violacé otrélitifères.

Ces roches sont presque toujours zonaires, les zones différant entre elles par l'abondance du chloritoïde; elles sont souvent rubanées de vert.

Analogues aux schistes ardoisiers de Vielsalm, elles en diffèrent principalement par leur coloration plus violacée, un clivage plus grossier, la taille exigüe et l'abondance des porphyroblastes de chloritoïde.

Sous le microscope, leur masse se montre finement phylliteuse, constituée d'un mélange de minuscules fibres de séricite ou de chlorite, abondamment pigmentée par l'hématite spéculaire. Elle englobe quelques concentrations d'hématite, de nombreuses masses elliptiques de mica confusément cristallisé ⁽¹⁾ et d'innombrables porphyroblastes de chloritoïde.

La structure est caractérisée par la présence de nombreuses surfaces de glissement et par l'étalement marqué des porphyroblastes dans le flux laminaire qui en est résulté. Dans certains cas elle est héliciteuse.

Les porphyroblastes de chloritoïde sont tous très petits. Dans certains schistes où ils sont abondants, au point d'y occuper près de la moitié du volume, leur diamètre est inférieur à 1/10 de mm. Dans d'autres spécimens, ils atteignent 2/10 à 3/10 de mm. et sont alors plus espacés. Ils sont toujours très pigmentés : tantôt leur masse est souillée par un pigment trouble, brunâtre, et leurs contours sont irréguliers; tantôt le pigment est confiné vers le centre, un liséré plus clair bordant les cristaux, qui ont alors, en coupe transversale, deux longs côtés rectilignes. Dans ce cas, une structure en sablier peut exister.

Des veinules de quartz et de chlorite traversent ces schistes.

Schistes verts otrélitifères.

Sous le microscope, leur pâte apparaît plus riche en quartz et presque exempte de pigment. On y remarque quelques

(1) Ces plages sont analogues à celles qui, dans les roches de Walque, déterminent la structure qualifiée d'ocellée.

lamelles d'hématite, d'innombrables bâtonnets de rutile et quelques prismes trapus de tourmaline verdâtre.

Les porphyroblastes de chloritoïde sont très légèrement troubles dans leur partie médiane et ont une structure en sablier très nette. Ils sont pléochroïques, verdâtres suivant leur allongement, incolores suivant la direction perpendiculaire.

Ces roches sont souvent zonaires, le zonage étant dû à l'abondance plus ou moins grande du chloritoïde. Celui-ci représente, dans certains lits, plus des trois quarts de la masse totale.

Roches à structure contournée ou mylonitique.

Ces roches renferment les deux types précédents, entremêlés par fragments irréguliers, et sont sillonnées de veines de quartz et de chlorite, déchiquetées et contournées en tous sens.

Filons de quartz.

Des blocs de quartz blanc laiteux renferment des géodes tapissées de cristaux de quartz, des amas de chlorite en grandes lamelles ou en fins enduits ⁽¹⁾, et des masses laminaires d'hématite présentant le clivage basal et les réseaux triangulaires de stries si fréquentes dans les filons de Vielsalm.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Le Salmien supérieur du Roerbusch est constitué par des schistes ottréilitifères gris violacé et verts semblables à ceux qui se rencontrent à Lierneux, Vielsalm, Recht et Walque. On n'y a pas rencontré de coticule, ni de quartzophyllades zonaires violacés. Il diffère du Salmien de Lierneux et de Walque par l'absence de lits d'oxydes de manganèse. Les roches y sont de texture plus fine qu'à Walque et les porphyroblastes de chloritoïde plus abondants et plus exigus que partout ailleurs.

Il renferme des filons de quartz, chlorite et hématite spéculaire, comme il en existe à Vielsalm et à Recht. On sait que ces filons font défaut à Walque, où ils sont remplacés par des filons carbonatés.

Toutes ces roches sont des tectonites. L'abondance des structures contournées et mylonitiques témoigne de l'existence en ce point d'accidents tectoniques d'une certaine ampleur.

(1) F. CORIN, Joint d'allure stylolithique dans un filon de quartz. (*Ann. Soc. scient. de Bruxelles*, t. III, série B, 1^{re} partie. Compte rendu des séances, 3^e section, pp. 203-204, Louvain, 1932.)

Sur la position stratigraphique précise du gisement houiller de Houthaelen (Campine belge),

par ANDRÉ GROSJEAN (1).

Le terrain houiller a été exploré aux environs du village de Houthaelen (Campine belge) par six sondages exécutés entre 1901 et 1925. Ces sondages — les n^{os} 7, 91, 93, 94, 95 et 101 de la numérotation officielle du bassin de la Campine — sont rassemblés dans un triangle de quelque 115 hectares de superficie seulement et forment ce que l'on peut appeler le groupe des sondages de Houthaelen (2). Ils ont atteint le Westphalien sous une épaisseur moyenne de 590 m. de mort-terrain ; leur longueur totalisée, en terrain houiller seul, atteint 2,542 m.

La coupe du sondage n^o 7 n'est connue que d'une manière très sommaire, tandis que les observations détaillées de M. X. Stainier sur les sondages n^{os} 91, 93, 94, 95 et 101 ont été publiées dans les *Annales des Mines de Belgique* (3).

Ces sondages avaient révélé l'existence de plusieurs failles affectant les strates houillères ; mais, grâce aux descriptions minutieuses de M. Stainier, on pouvait, dès cette époque, raccorder entre eux les divers tronçons de coupe séparés par failles (4). On possédait ainsi une description assez complète de la succession des couches westphaliennes de Houthaelen sur environ 865 m. d'épaisseur.

On ne pouvait douter que cet ensemble représentât au moins le *faisceau de Genck*, la *grande stampe stérile* et le *faisceau de*

(1) Note présentée à la séance du 23 janvier 1934.

(2) Pour les positions topographiques, voir la *Carte générale des Concessions houillères de la Belgique*, à l'échelle de 1 : 40.000, publiée par l'Administration des Mines (Service géologique), feuille 1 de la Campine. Le sondage n^o 101, qui ne figure pas encore sur cette carte, doit être placé immédiatement au-dessus du chiffre 5 du sondage n^o 95.

(3) Sondage n^o 7 (*Annales des Mines de Belgique*, t. VIII [1903], p. 291); Sondage n^o 91 (*ibid.*, t. XXVI [1925], pp. 139-172); Sondage n^o 93 (*ibid.*, t. XXVI [1925], pp. 611-625); Sondage n^o 94 (*ibid.*, t. XXVII [1926], pp. 181-200); Sondage n^o 95 (*ibid.*, t. XXVII [1926], pp. 201-236); Sondage n^o 101 (*ibid.*, t. XXVII [1926], pp. 1032-1045).

(4) La coupe du sondage n^o 95 est doublée dans sa partie supérieure par celle du sondage n^o 101, dans sa partie moyenne par celles des sondages n^{os} 7, 91 et 94, et dans sa partie inférieure par celle du sondage n^o 93.

Beerlingen, définis par M. X. Stainier, dès 1911, sur la base du sondage plus occidental de Kleine-Heide ⁽¹⁾, mais on manquait de repères précis pour établir des synonymies de détail ; en particulier, le niveau à faune marine dit niveau de Quaregnon, actuellement repéré dans les concessions *Beerlingen*, *Winter-slag*, *Les Liégeois*, *André-Dumont*, *Sainte-Barbe-Guillaume-Lambert* ⁽²⁾ et qui constitue le trait de raccord fondamental entre coupes levées à grande distance, n'était pas signalé dans les sondages de Houthaelen.

Les éléments dont on disposait avant le creusement des puits — en particulier la flore examinée par M. A. Renier lors du carottage de quelques sondages de congélation ⁽³⁾ — faisaient supposer que cet horizon remarquable se trouvait au toit de la « passée de veine » recoupée vers 670 m. 30 de profondeur dans le sondage n° 95 et à 649 m. de profondeur dans le sondage n° 101 ⁽⁴⁾. L'extrême minceur de pareils niveaux pouvait très bien expliquer qu'ils aient échappé en sondage, d'autant plus que des dérangements étaient signalés au voisinage des profondeurs correspondantes.

L'établissement d'un siège d'exploitation et le creusement de deux puits d'extraction au voisinage immédiat des sondages nos 95 et 101 ont apporté récemment la confirmation de cette prévision. C'est ce qu'on se propose d'exposer ici.

Le puits n° 1, creusé jusqu'à 868 m. de profondeur, a fourni, dans le Houiller, une coupe, régulière et continue, de 270 m. de

(1) X. STAINIER, Structure du Bassin houiller de la province d'Anvers. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. XXV [1911], pp. 209-224.)

(2) Pour détails et références bibliographiques, on pourra consulter les notes suivantes : A. GROSJEAN, Sur les trois niveaux marins du terrain houiller exploités en Campine (*Ann. de la Soc. scient. de Bruxelles*, t. L [1930], série B, pp. 261-267); IDEM, Découverte de l'horizon marin de Quaregnon aux Charbonnages des Liégeois à Zwartberg, etc. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. LIII [1933], pp. 38-41).

(3) Quatre de ces sondages de congélation ont été brièvement décrits à l'occasion d'une autre étude : voir *Bull. de la Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. XL (1930), pl. II ou *Annales des Mines de Belgique*, t. XXXI (1930), pl. II.

(4) Les tracés en question ont été figurés sur un tableau encore inédit, qui a été exposé à la Section des Mines de l'Exposition internationale de Liège, en 1930, et dont quelques tirages provisoires ont été distribués aux exploitants du bassin, ainsi qu'aux principaux Instituts d'enseignement supérieur du pays.

hauteur ; cette coupe est doublée jusqu'à la profondeur de 712 m. par la coupe, régulière et continue, du puits n° II. La suite de couches ainsi mise à découvert se parallélise très exactement avec la série supérieure du sondage n° 95 et avec la série du sondage n° 101 (1).

Ce parallélisme montre que le toit supposé marin est celui de la passée A, recoupée par le puits n° I à 633 m. 50 de profondeur et par le puits n° II à 646 m. 30 de profondeur environ (2).

Dans l'avaleresse du puits n° I (décembre 1932), on put vérifier l'existence au-dessus de la passée A d'une épaisse stampe stérile, contenant, vers le milieu de sa hauteur, un niveau gréseux et conglomératique. La base de cette stampe stérile était soudée au mur inférieur, sans aucune intercalation charbonneuse. Au contact du mur, la roche était du schiste gris foncé, assez grossier, imprégné de pyrite terne et présentant, en somme, assez bien le facies des lits marins du terrain houiller. On ne put cependant y découvrir de débris incontestables de *Lingula*, brachiopode si abondant dans les autres recoupes du niveau de Quaregnon en Campine. Par contre, on y recueillit des restes de poissons généralement associés aux faunes marines du Westphalien.

Dans l'avaleresse du puits n° II (décembre 1933), on put procéder à une dissection plus fine de ce toit et y distinguer un lit extrêmement mince (quelques millimètres seulement) d'une roche plus grossière contenant de nombreux débris de poissons et de très rares *Lingula*.

En résumant les observations effectuées dans les deux puits, voici comment peut se décrire le toit de la passée en question :

Elle est surmontée d'une stampe épaisse d'au moins 25 m., qui ne contient aucune veine, veinette ni trace de veine, mais qui renferme un niveau gréseux et conglomératique épais d'une dizaine de mètres, dont la base est à quelque 10 m. au-dessus de la passée.

Sous ce niveau gréseux la roche est d'abord du schiste psammitique et du psammite avec surfaces de dessiccation, pustules (« gouttes de pluie ») et perforations diverses ; puis, du schiste gris clair, compact, de plus en plus argileux, rubané de lits

(1) Ceci permet de fixer respectivement à 20 mètres et à 40 mètres la composante verticale du rejet produit par les dérangements signalés vers 675 mètres de profondeur, tant dans le sondage n° 95 que dans le sondage n° 101.

(2) L'orifice des puits est à la cote +62 mètres au-dessus du niveau de la mer.

carbonatés localement renflés en disques cloisonnés avec blende, galène et pyrite. Ces roches contiennent, deçà-delà, quelques *Carbonicola aquilina*, parfois en position de vie, et des pistes comme *Guilelmites*, mais, en général, très peu de débris végétaux.

Ce schiste gris clair passe, vers le bas, à du schiste gris noirâtre, très argileux, doux, à rayure blanche à peine cireuse, à reflet satiné, taché au seul contact du doigt, parfaitement homogène ; on n'y rencontre que quelques très rares débris végétaux, souvent couverts de pyrite terne, et, d'une manière tout à fait exceptionnelle, des restes, réduits à l'état de silhouettes glissées, de *Carbonicola* ou *Anthracomya*. Les derniers individus rencontrés vers le bas sont des *Anthracomya* situées à 6 cm. 5 au-dessus du contact toit sur mur.

A la base, et sur un centimètre et demi à deux centimètres d'épaisseur tout au plus, le schiste est un tantinet plus foncé (la rayure restant cependant blanc cireux), avec de fines granulations, le plus souvent uniformément répandues sur les joints de stratification, mais constituant parfois des traînées isolées. Il renferme quelques écailles de ganoïdes, des dents de sélaciens, des dents et écailles de crossoptérygiens et d'autres débris de poissons.

Enfin, en contact immédiat avec le « mur », soudé à lui et même légèrement engrené en lui, se trouve un lit extrêmement mince (quelques millimètres seulement) d'un schiste très grossier, grisâtre, contenant quelques paillettes de muscovite et de nombreuses granulations, plus petites qu'une tête d'épingle ; cette roche est imprégnée de pyrite terne et percée de fines tubulations pyriteuses ; à côté de nombreux débris d'écailles et d'os vraiment trop petits pour être identifiés, on y a trouvé des dents de *Pleuroplax affinis*, des dents et écailles de *Megalichtys Hibberti* et de très rares exemplaires de *Lingula* sp. Il s'agit en somme d'un *bone-bed*, d'épaisseur extrêmement réduite, comme ceux dont la présence et l'étonnante continuité ont déjà été signalées en d'autres niveaux marins du terrain houiller ⁽¹⁾.

Le mur de la passée est du schiste argileux, gris clair, à radicules de mur souvent pyriteuses. On y a trouvé des débris de *Mariopteris*, de *Neuropteris* et plusieurs *Palaeostachya Ettinghauseni*. Les nodules carbonatés qu'il contient en grand

(1) Voir, par exemple : J. W. DAVIS, On a bone-bed in the Lower Coal-Measures, etc. (*Quarterly Journal of the Geological Society of London*, t. 32 [1876], pp. 332-340). — X. STAINIER, Un bone-bed au toit d'une couche de charbon (*Annales de la Soc. scientif. de Bruxelles*, t. XLV [1926], pp. 86-91).

nombre font parfois saillie dans le schiste marin, et, d'autre part, le schiste grossier à dents de poissons pousse des appendices dans le schiste argileux du mur, sous forme de minces tubulations atteignant quelques centimètres de longueur. Ce schiste argileux passe rapidement à du schiste psammitique, carbonaté par places. Au puits n° I, il a 30 cm. d'épaisseur dans la moitié Nord du puits et il y est laminé par de nombreuses surfaces de glissement ou de tassement, tandis que, dans la moitié Sud du puits, c'est le schiste psammitique qui supporte directement le schiste marin en subissant les indentations décrites ci-dessus. L'organisation des opérations de creusement et de cuvelage n'a pas permis d'observer plus exactement les relations du mur et du toit marin ; tout ce que l'on peut dire, c'est que la transgression marine s'est probablement accompagnée de quelque *wash-out*.

La présence d'une faune marine au toit de la passée A des puits de Houthaelen (profondeur de 633 m. 50 au puits n° I et de 646 m. 30 au puits n° II) fixe la position stratigraphique précise de la série westphalienne de ce charbonnage.

On ne connaît, en effet, qu'une seule couche à toit marin dans l'ensemble des zones d'Asch et de Genck : c'est l'horizon de Quaregnon, qui a précisément été choisi comme limite séparative de ces zones (Westphalien A et Westphalien B).

Le niveau marin de Quaregnon se trouve ainsi reconnu dans six des sept concessions exploitées en Campigne ; il s'identifie avec la couche n° 51 de Kleine-Heide (concession Beeringen), avec la passée A de Houthaelen (concession Houthaelen), avec la veinette n° 4 de Winterslag (concession Winterslag), avec la veinette n° 38 de Zwartberg (concession Les Liégeois), avec la veinette située à une quinzaine de mètres dans le toit de la couche C de Waterschei (concession André Dumont) et avec la veinette située à 8 m. dans le toit de la couche n° 14 d'Eysden (concession Sainte-Barbe-Guillaume-Lambert).

Quant à la série reconnue par le siège de Voort (concession de Helchteren et Zolder), elle se parallélise très aisément avec celle de Houthaelen sur la base de la synonymie : couche n° 9 de Voort = couche n° 1 de Houthaelen. Cette parallélisation montre que l'horizon marin de Quaregnon serait à chercher au toit d'une des premières veinettes surmontant la plus élevée des couches connues à Voort ; mais la nécessité d'éviter toute recherche au voisinage immédiat des morts-terrains aquifères empêchera, sans doute, pendant longtemps encore, d'apporter la preuve matérielle de cette déduction.

**Compte rendu de l'excursion de la Société belge de Géologie
dans le Frasnien du bord sud du bassin de Dinant,
le 29 avril 1934,**

par EUG. MAILLIEUX.

Le 29 avril 1934 au matin, débarquait à Frasnes-lez-Couvin un groupe nombreux d'excursionnistes, pour la plupart membres de la Société belge de Géologie, auxquels s'étaient jointes quelques personnes étrangères à la Société. Ce groupe avait bien voulu me faire l'honneur de me confier la direction de l'excursion, qui avait pour programme l'étude du Frasnien dans la région comprise entre Frasnes et Boussu-en-Fagne.

Cette région est classique ; on y rencontre, en effet, les nombreuses zones de l'étage frasnien dans un ordre de succession clair et bien visible, avec les facies de récifs de la plaine des Fagnes, si hautement intéressants.

Je rappellerai avant tout la nomenclature stratigraphique de l'étage qui nous occupe, telle qu'on peut en dresser l'échelle dans la contrée où nous allons l'étudier : cet étage comprend trois assises, se subdivisant en un certain nombre de zones qui sont, du sommet à la base :

3. ASSISE DE MATAGNE, F3 :

F3b. Schistes de Matagne à nodules calcaires aplatis, à *Buchiola palmata*;

F3a. Schistes verts à *Chonetes armatus* (cette zone n'est pas répartie de façon générale).

2. ASSISE DE FRASNES, F2 :

F2i. Schistes gris à *Reticularia pachyrhyncha*; niveau des récifs de marbre rouge à *Acervularia F2j*;

F2g. Calcaire gris, stratifié, passant latéralement parfois à des schistes remplis de nodules de calcaire argileux; niveau des récifs de marbre gris à *Amphipora F2h*;

F2f. Schistes gris, dits à *Leiorhynchus megistanus*;

F2e. Schistes verts à nodules calcaires aplatis, montrant fréquemment une structure nodulaire; ils sont caractérisés par *Leiorhynchus formosus*;

F2c. Calcaire gris foncé, passant fréquemment, dans le sens latéral, à des schistes noirs à *Phacellophyllum* et à *Gypidula brevirostris*; niveau des récifs de marbre rouge *F2d* à *Phacellophyllum*;

F2b. Schistes verts à nodules calcaires, à *Receptaculites Neptuni* et *Spirifer bisinus*;

F2a. Schistes et calcaire argileux à *Cyrtospirifer Orbelianus*.

1. ASSISE DE FROMELENNES F1 :

F1c. Calcschistes à *Myophoria transrhenana*;

F1b. Calcaire à *Stromatopores*;

F1a. Schistes à *Cyrtospirifer tenticulum*.

Nous nous rendons tout d'abord à la carrière de la Vaucelle, située entre Couvin et Frasnes, au Sud du massif de l'Arche. Les deux derniers niveaux de l'assise de Fromelennes y sont visibles et nous montrent : à la base, un calcaire bleu à gros bancs, inclinés au Nord sous un angle de 25 à 30°, pétris de Stromatopores; les autres organismes y sont peu fréquents. Ce calcaire est surmonté de schistes grossiers, alternant avec des calcschistes. Ceux-ci renferment une faune abondante en individus, mais pas en espèces. On y trouve principalement :

- Schizophoria striatula* Schlotheim;
- Atrypa reticularis* Linné;
- Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *Verneuili* Murchison;
- Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *Orbelianus* Abich;
- Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *tenticulum* Murch. Vern. Keys.;
- Athyris communis* Gosselet;
- Myophoria transrhenana* Beushausen;
- Leptodesma bodana* (A. Roemer);
- Lyriopecten Gilsoni* Maillieux.
- Lyriopecten Duponti* Maillieux.

Quelques rares Polypiers, parmi lesquels *Phacellophyllum caespitosum* (Goldfuss), complètent cette faunule, dont le caractère frasnien est très net. La zone inférieure de l'assise de Fromelennes, masquée par la végétation, n'est pas observable ici.

Nous dirigeant vers le Nord, nous atteignons le récif de l'Arche après avoir traversé une mince bande de schistes verts à *Receptaculites Neptuni* *F2b*, puis une zone *F2c*, composée de schistes noirs alternant avec des bancs de calcaire noir à *Pha-*

cellophyllum caespitosum. Ceux-ci constituent le soubassement d'une énorme lentille de calcaire massif, non stratifié, rouge à la base, blanc et blanc rosé au sommet. La forme générale de cette masse rappelle assez bien celle d'une coupole. Elle repose sur de véritables accumulations de *Phacellophyllum* réunis en colonies de dimensions imposantes.

On remarque le peu d'espace qui sépare les deux massifs calcaires de l'Arche et de la Vaucelle, ainsi que l'absence, toute localisée, de la zone à *Cyrtospirifer Orbelianus*. La minceur anormale de la zone à *Receptaculites Neptuni* semble indiquer, d'autre part, que cette zone n'est pas ici au complet. Il s'est indubitablement produit, lors du plissement qui a redressé les couches, une puissante compression qui a fait fluer une partie des sédiments plus meubles, coincés entre les deux masses calcaires. Les sédiments ainsi éliminés (zone à *Cyrtospirifer Orbelianus* et partie de la zone à *Receptaculites Neptuni*) se retrouvent à l'Est et à l'Ouest du point où la pression s'est exercée. Nous avons désigné sous le nom de faille d'écrasement, ce phénomène, d'ailleurs fréquent et non uniforme dans ses conséquences, dans cette région.

Le marbre récifal de ce niveau est très fossilifère : il renferme des Spongiaires, des Polypiers, des Crinoïdes, des Bryozoaires, disséminés dans sa masse; des Brachiopodes, des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Céphalopodes, des Trilobites, accumulés dans de véritables poches. La liste des espèces serait trop longue à énumérer; nous nous bornerons à signaler l'absence de Polypiers du genre *Acervularia* et la fréquence des *Phacellophyllum*. Le récif de l'Arche peut être considéré comme le type des récifs de cet horizon. Ses flancs ont été d'abord envasés par des sédiments analogues à ceux qui lui ont servi de soubassement, puis, le récif ayant cessé de se développer par suite de modifications dans les conditions bathymétriques de la mer qui recouvrait la plaine des Fagnes, son envasement s'est terminé par le dépôt des schistes sub-bathyaux à *Leiorhynchus formosus*.

Les récifs frasniens, à quelque niveau qu'ils appartiennent, ne se sont pas édifiés sans péripéties : les phases d'activité de l'action physiologique des organismes constructeurs ont été fréquemment interrompues par des apports de matières argileuses, qui empêchaient momentanément la formation du calcaire récifal et qui nous sont parvenues sous formes de linéoles plus ou moins épaisses de sédiments schisteux (« terrasses » d'arrêt) que

certain géologues ont cru, à tort selon nous, pouvoir comparer à des stylolithes.

Au Nord du récif de l'Arche, nous voyons se profiler à l'horizon, un massif volumineux d'aspect lenticulaire : c'est le récif *F2h* de la carrière du Nord, que nous examinerons au retour. Il est séparé du récif de l'Arche, auquel il est en quelque sorte subordonné, par les schistes à *Leiorhynchus formosus F2e* dont nous avons parlé plus haut, puis par les schistes gris à *Leiorhynchus megistanus F2f*, et enfin par une zone de calcaire stratifié *F2g* qui dessine, en allure planimétrique, un vaste pli en baïonnette s'incurvant d'abord au Sud-Ouest, pour reprendre ensuite la direction à peu près Est-Nord-Est qu'il avait auparavant. Cette allure s'imprime également aux autres couches dans ce secteur.

Nous quittons le récif de l'Arche pour aller prendre contact, à l'Ouest du massif, avec la zone à *Cyrtospirifer Orbelianus*, autrement appelée par Gosselet la zone des Monstres, en raison de la grande taille de la plupart des fossiles qu'elle renferme. Ceux-ci consistent en Polypiers très rares, de petite taille et jamais réunis en colonies; en Crinoïdes peu abondants, de même que les Mollusques. Les formes les plus fréquentes sont surtout des Brachiopodes, dont *Cyrtospirifer Orbelianus* est l'espèce la plus caractéristique. Il est accompagné de nombreux

Cyrtospirifer Verneuli Murchison;
Atrypa Legayi Rigaux;
Athyris communis Gosselet;
Cnonetes Douvillei Rigaux, etc.

Puis nous allons rejoindre une voie antique, ancien diverticulum qui reliait à Givet, la grande voie de Bavai à Trèves et qui va nous conduire, par l'arête du plateau, vers Boussu-en-Fagne. Après une marche assez courte, nous voyons rapidement s'estomper à l'horizon un massif constitué de trois récifs et qui s'avance vers la vallée de l'Eau Blanche. Nous longeons, un peu plus loin, la base du plus ancien de ces récifs, lequel appartient au type du récif de l'Arche. Dans la région axiale du massif, les deux récifs *F2d* et *F2h* sont en étroite connexion, et, au Nord, un récif rouge à *Acerularia F2j* termine la série; ce dernier est de faible développement. Nous les examinerons plus en détail en temps utile.

Au Sud de la région axiale du groupe récifal de Boussu-en-Fagne, on remarque, au sommet du plateau, combien est

réduite la zone schisteuse; alors qu'elle devrait comprendre, de la base au sommet, les schistes et calcschistes à *Myophoria transrhenana* *F1c*, la zone des Monstres *F2a*, la zone à *Receptaculites Neptuni* *F2b* et les schistes et calcaires à *Phacellophyllum* et à *Gypidula brevirostris* *F2c*, on ne constate, entre le calcaire *F1b* et le récif *F2d*, qu'une très faible largeur d'affleurement ne correspondant nullement à la puissance normale des niveaux énumérés ci-dessus. C'est parce que le phénomène que nous avons signalé entre la Vaucelle et l'Arche s'est produit ici aussi, mais avec plus d'ampleur. La faille d'écrasement n° 1 de Boussu-en-Fagne affecte, pour autant qu'on puisse s'en rendre compte, les niveaux *F1c* (ex parte), *F2a*, *F2b* et peut-être une partie de *F2c*. En marchant du Sud vers le Nord dans la région axiale des récifs superposés on y rencontre les horizons suivants :

Gid;
F1b;
F1c (ex parte?);
F2c (ex parte?);
F2d, en contact direct avec *F2h*;
F2h;
F2i;
F2j;
F3.

Il y a donc une seconde lacune au point où les deux récifs *F2d* et *F2h* opèrent leur jonction; ici, les niveaux suivants : *F2e*, *F2f*, *F2g*, ont été entièrement éliminés par la compression, et ont flué à l'Est et à l'Ouest du rayon d'action de cette compression (faille d'écrasement n° 2 de Boussu-en-Fagne).

Nous atteignons enfin le chemin dit de l'Ermitage, qui dévale en pente assez raide vers Boussu-en-Fagne. Ce chemin coupe, perpendiculairement à leur direction, la série la plus complète des formations du Frasnien et passe à l'extrémité occidentale du groupe des récifs superposés de Boussu-en-Fagne. Tous les niveaux, notamment du Frasnien moyen, sont ici au grand complet, parce que nous nous trouvons en dehors de la zone d'action compressive des grandes masses lors du redressement des couches.

En abordant le chemin de l'Ermitage plus au Sud, nous

aurions pu reconnaître la succession suivante, de la base au sommet :

A. — ÉTAGE GIVETIEN.

1. Calcaire à Stringocéphales proprement dit, *Gib*;
2. Calcschistes à *Spirifer (Hysterolites) mediotextus*, *Gic*;
3. Calcaire à « *Cyathophyllum* » *quadriginum*, *Gid*;

B. — ÉTAGE FRASNIEN.

b1 = Assise de Fromelennes :

4. Schistes à *Spirifer (Cyrtospirifer) tenticulum*, *F1a*;
5. Calcaire à Stromatopores, *F1b*;
6. Calcschistes à *Myophoria transrhenana*, *F1c*.

b2 = Assise de Frasnes :

7. Schistes et calcaire argileux, grisâtre, à *Cyrtospirifer Orbetianus*, *F2a*;
8. Schistes verts à nodules, à *Receptaculites Neptuni* et *Spirifer (Hysterolites) bisinus*, *F2b*;
9. Calcaire stratifié et schistes gris à *Phacellophyllum* et à *Gypidula brevirostris*, *F2c*; soubassement du récif qui suit;
10. Calcaire massif, rouge, à *Phacellophyllum*, *F2d* (extrémité occidentale de la base d'un récif du type de l'Arche);
11. Calcaire stratifié et schistes à *Phacellophyllum* et à *Gypidula brevirostris*, *F2c*, semblables aux couches n° 9, phase initiale de l'envasement du récif *F2d* (n° 10);
12. Schistes verts à nodules plats de calcaire argileux, à *Leiorhynchus formosus*, *F2e*;
13. Schistes gris, dits à *Leiorhynchus megistanus*, *F2f*;
14. Calcaire gris, stratifié, passant latéralement, à l'Ouest, à des schistes chargés de nodules calcaires; *F2g*, soubassement du récif *F2h*, qui suit;
15. Calcaire gris blanchâtre, massif, montrant nettement la forme en dôme ou en coupole du massif; c'est l'extrémité occidentale d'un récif à *Amphipora*, *F2h*. La carrière que nous avons devant nous et qui fournit la clef de la morphologie des récifs frasniens, est placée sous la protection de la Commission des Sites;
16. Calcaire gris stratifié, *F2g*, semblable à celui des couches n° 14 : envasement initial du récif *F2h*;
17. Schistes à *Reticularia pachyrhyncha*, *F2i*; derrière lesquels se profile la masse du récif *F2h* (n° 15).

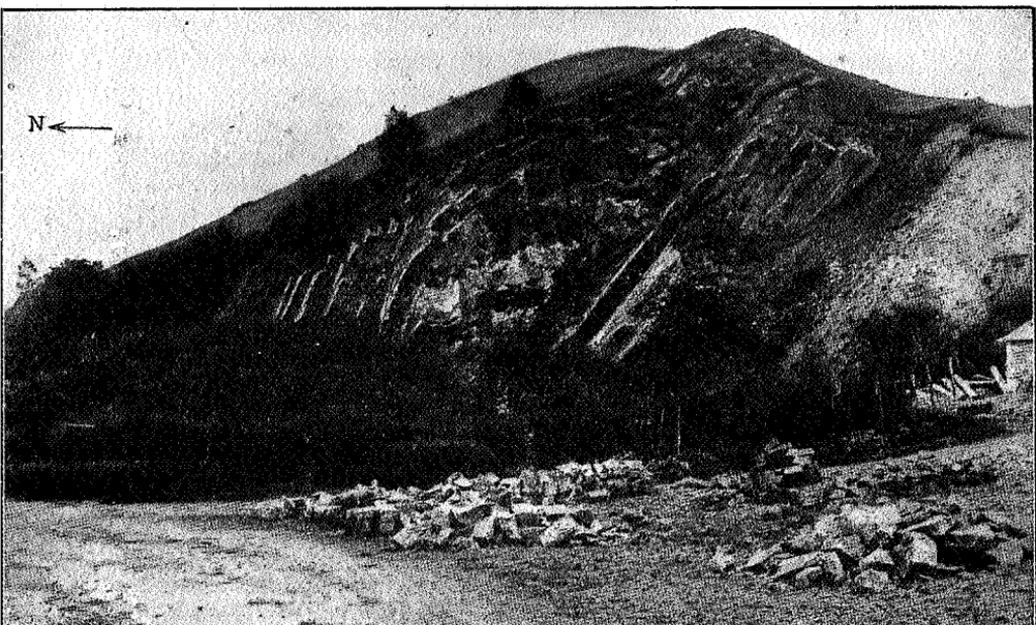
Le chemin de l'Ermitage s'arrête au pied du bâtiment scolaire de Boussu-en-Fagne. Des récoltes de fossiles ont été faites un peu partout par les excursionnistes. Signalons spécialement la découverte, par M. Lucien S. Cahen, de Bruxelles, des débris d'un bel Oursin dans les schistes à *Leiorhynchus formosus*, *F2e*. L'auteur de cette trouvaille particulièrement intéressante s'empressa de l'offrir en don au Musée royal d'Histoire naturelle : il s'agit d'une espèce nouvelle du genre *Xenocidaris*, à laquelle nous avons réservé le nom de *Xenocidaris Caheni*, pour reconnaître ainsi le geste généreux de M. Cahen, auquel nous réitérons ici nos plus vifs remerciements.

Lorsque nous nous trouvions à mi-côte, nous apercevions, à l'Est, la jonction des deux grandes masses récifales *F2d* et *F2h* de Boussu-en-Fagne. Nous tournant ensuite vers l'Ouest, nous pouvions voir à l'horizon, le profil d'un autre groupe de récifs dominant la plaine d'Aublain : à la base, le récif d'Hublet, du type de l'Arche, *F2d*; au sommet, le récif *F2h* du Gros Tienne du By. C'est le troisième groupe du même genre que nous observons au cours de cette excursion. Au Nord du récif *F2h* existent un ou deux petits récifs de marbre rouge à *Acervularia F2j*; ils ne sont toutefois pas visibles du point où nous nous trouvons.

La morphologie du terrain est fortement influencée par la nature du sous-sol; les formations schisteuses forment des dépressions, tandis que les calcaires marquent les reliefs. Aussi loin que porte la vue vers l'Ouest, ces faits attirent l'attention : c'est ainsi, par exemple, que de notre point d'observation, nous pouvons suivre l'allure des bandes calcaires ou calcareuses, telles que les zones *F2c* et *F2g* : la première, soubassement des récifs *F2d* de Boussu et de Hublet, termine, au Nord, la crête du plateau; la seconde, soubassement des récifs *F2h* de Boussu et du Gros Tienne du By, limite, de l'Est à l'Ouest, la colline et la plaine, dressant sur son parcours son relief en lame de couteau.

Après un court repos, consacré à satisfaire un appétit creusé par une marche assez fatigante, nous reprenons l'étude qui nous a amenés dans cette contrée. Tout d'abord, une visite aux schistes de Matagne, derrière le chœur de l'église de Boussu-en-Fagne, nous permet de recueillir des *Buchiola palmata*, *retrostriata*, etc., des Goniatites, des Brachiopodes tels que *Leiorhynchus tumidus* (Kayser), bref, la faune bien connue de cette assise. De là, nous passons à la carrière située derrière le cimetière de la localité. Cette carrière, aujourd'hui abandonnée,

entame le sommet du récif *F2h*, dont nous avons vu l'extrémité occidentale au bas du chemin de l'Ermitage; puis les schistes à *Reticularia pachyrhyncha*, *F2i*, et un petit récif à *Acervularia F2j*, nous montrant les restes de sa zone de base, constituée



Carrière au bas du chemin de l'Ermitage, à Boussu-en-Fagne,
montrant en section, la base de l'extrémité occidentale d'un récif à *Amphipora*, *F2h*. Du Sud au Nord, on observe :

1. Les schistes gris à *Leiorhynchus megistanus*, *F2f* ;
2. Le calcaire gris stratifié, à Stromatopores, *F2g*, formant ici le sous-bassement du récif ;
3. Le calcaire massif, récif à *Amphipora*, *F2h*, dont on remarquera la conformation bien typique, commune en général aux divers récifs du Frasnien de l'Ardenne : cette section, en forme de segment, décele la structure en dôme de ces masses ;
4. Le calcaire gris stratifié, à Stromatopores, *F2g*, constituant l'envasement initial des flancs du récif *F2h* ;
5. Les schistes à *Reticularia pachyrhyncha*, *F2i*, qui ont terminé l'envasement du récif.

Au fond, se dessine la masse du récif *F2h*.

Le maintien de cette carrière dans son état actuel est d'importance capitale pour l'étude de la morphologie des récifs supradévonieniens et de leurs relations avec les sédiments qui les entourent. Aussi, l'avons-nous fait classer par la Commission des Sites, dans l'espoir qu'on ne pourra y apporter désormais aucune modification.

de marbre rouge, et de sa zone terminale, composée de marbre gris blanchâtre. Le récif *F2j* de Boussu s'est développé sur un soubassement de schistes *F2i*, et son envasement a été effectué d'abord par les mêmes schistes *F2i*, puis par les schistes de Matagne *F3*, visibles au bas du massif calcaire. La carrière que nous venons de visiter est une véritable mine de fossiles, spécialement dans les schistes *F2i*, où foisonnent littéralement Polypiers, Crinoïdes et Brachiopodes.

En contournant le massif vers l'Est, nous apercevons une carrière entamant le calcaire stratifié *F2g*, soubassement du récif *F2h*. Puis nous passons à travers champs devant le récif *F2h*, exploité par la Société des Fours à Chaux de la Meuse (carrière du Nord); en langage local, Tienne des carrières. Ce récif présente les mêmes particularités que le récif *F2h* de Boussu-en-Fagne, que nous venons d'étudier.

Enfin, notre programme étant terminé, nous gagnons pédestrement Mariembourg, où, après une allocution de M. V. Van Straelen, président de la Société belge de Géologie, nous nous embarquons pour le retour.

Je ne veux pas terminer ce compte rendu sans remercier cordialement ceux qui, relativement nombreux, ont tenu à parcourir cette région sous ma conduite; cet hommage s'adresse particulièrement aux Dames qui ont apporté à cette réunion le charme de leur présence. A certains de nos confrères, je n'avais rien à montrer que ce que nous avons vu ensemble déjà en 1913 (excursions de la Société belge de Géologie), en 1921 (excursions de la British Geologists' Association), en 1922 (excursions du Congrès géologique international, XIII^e session), ou en 1925 (excursions de la Société géologique et minéralogique de Bretagne). Je ne leur en suis que plus reconnaissant de la marque d'amical intérêt qu'ils m'ont ainsi témoignée.

J'ajouterai encore quelques mots, relatifs à la manière dont je comprends l'évolution du Frasnien de la région des Fagnes. A quoi seraient dues les nombreuses zones de cet étage, sinon à de fréquentes variations du milieu bathymétrique, ayant provoqué des modifications de faciès dont les répercussions sur les faunes sont indiscutables? N'envisageant que les assises de Frasnés et de Matagne, on peut considérer les couches à *Cyrtospirifer Orbelianus*, *F2a*, comme s'étant déposées dans un milieu relativement assez profond de la région néritique, peu sensible à l'action des courants et des vagues. L'absence de colonies de Coraux, la grande rareté de ces organismes et le

développement remarquable de la taille de certains Brachiopodes semblent favorables à cette hypothèse.

La zone à *Receptaculites Neptuni*, *F2b*, paraît correspondre à une légère diminution de la profondeur de la mer (accumulation de Spongiaires du type des *Receptaculites*).

La présence d'énormes colonies de Polypiers dans certaines parties de la zone à *Phacellophyllum*, *F2c* et l'édification, dans ce milieu, de récifs de marbre rouge du type de l'Arche, *F2d*, démontrent une accentuation de la surélévation locale du fond de la mer par l'accumulation des sédiments.

La zone à *Leiorhynchus formosus*, *F2e*, qui mit fin à la construction des récifs, possède, tout au moins localement, par ses sédiments et par sa faune, des caractères qui la rapprochent de la région bathyale; elle correspond ainsi à un affaissement du fond de la mer.

La zone à *Leiorhynchus megistanus*, *F2f*, dénote une diminution assez faible de la profondeur; diminution qui s'accrut pendant que se formèrent les calcaires stratifiés à Stromatopores, *F2g*, sur lesquels s'édifièrent les énormes masses récifales de marbre gris à *Amphipora*, *F2h*; toutefois, le milieu bathymétrique n'est pas encore favorable au développement des Polypiers.

Au contact des récifs de marbre gris *F2h*, les schistes à *Reticularia pachyrhyncha*, *F2i*, atteignirent un niveau où se multiplièrent en abondance des Polypiers réunis en colonies, dont l'activité physiologique donna naissance à un nouveau groupe de récifs de marbre rouge que j'ai désignés sous la notation *F2j*, pendant qu'au large des formations de cette nature, le facies des couches contemporaines est différent par sa faune et sa sédimentation, dénotant une surélévation beaucoup moindre du fond de la mer.

Enfin, une nouvelle oscillation du fond de la mer ramena celui-ci dans une région fort voisine de la zone bathyale (schistes de Matagne, *F3*), ce qui mit fin à l'activité physiologique des animaux constructeurs de récifs.

Compte rendu de l'excursion du 13 mai dans la vallée de la Basse-Meuse,

par M. A. LEFÈVRE.

La vallée de la Meuse en aval de Liège est une région familière aux géologues belges. Pour se faire une idée de l'intérêt qu'elle offre à l'étude des terrains quaternaires, il suffit de parcourir la table des matières de nos deux périodiques belges consacrés aux sciences géologiques. La liste d'articles, mémoires, comptes rendus d'excursions concernant cette région est longue. L'origine des formes de terrains qu'affectent les sédiments fluviaux de la Meuse a été, d'autre part, discutée à plusieurs reprises à propos de questions d'ordre stratigraphique. On ne peut concevoir, en effet, une étude du Quaternaire qui ne ferait pas état des enseignements que lui fournit la topographie sur l'évolution probable des dernières transformations de la surface terrestre, dont nous pouvons constater et interpréter les effets.

Toutefois, l'analyse morphologique de la vallée de la Basse-Meuse, prise en elle-même, en tant qu'objet formel d'une discipline spéciale, n'a pas encore été tentée. C'est à l'initiative de M. V. Van Straelen, président de la Société belge de Géologie, que, pour la première fois, un exposé synthétique des principaux traits de la morphologie fluviale de la Basse-Meuse fut présenté, sur le terrain, aux membres de la Société ⁽¹⁾.

NOTES PRÉLIMINAIRES

La terminologie morphologique donne lieu souvent à équivoques. Certaines expressions, créées pour les besoins d'une discipline jeune, en plein développement, sont encore peu répandues et mal connues ; beaucoup d'autres, empiriques, sont devenues ambiguës à la suite d'une modification de leur signification originelle.

⁽¹⁾ Participants : MM. Asselberghs, E.; Breugelmans, J.; Demollin, V.; Fontaine, A.; Grosjean, A.; Halet, F.; Lefebvre (Major J.); Lefèvre (M^{lle} Marg.); Michotte, P.-L.; Renier, A.; Stevens, Ch.; Tulippe, O.; Van Straelen, V.

Nous tenons à exprimer à M. V. Van Straelen notre très vive gratitude pour nous avoir ménagé l'occasion de faire connaître le résultat de nos recherches, poursuivies pendant plusieurs années.

Il nous a donc paru utile, au cours de l'excursion, de rappeler occasionnellement quelques définitions et certains principes généraux de morphologie fluviale. Pour l'unité de l'exposé nous croyons préférable de grouper ces notions en tête de ce compte rendu.

Profil d'équilibre.

Pente fluviale qui assure à la rivière l'utilisation la plus favorable de sa force vive au travail qui lui incombe, c'est-à-dire l'aplanissement d'un relief à l'altitude du niveau de base, par creusement et par transport des matériaux libérés. Étant donné que la puissance d'érosion d'une rivière est fonction du débit et de la vitesse, celle-ci dépendant elle-même du débit et de la pente, soit une somme de variables qui se modifient constamment de la source à l'embouchure et au cours de la durée cyclique ; étant donné aussi que le travail fluvial d'érosion : creusement et transport, change d'intensité en fonction de la réduction de l'altitude du profil fluvial et des variations du volume et du calibre des débris à évacuer, il s'ensuit que, une fois établi, un profil d'équilibre doit modifier constamment sa pente pour rester adapté à des conditions de travail essentiellement instables ⁽¹⁾. En d'autres termes, un profil d'équilibre actif — par opposition au profil d'équilibre théorique, base de raisonnement systématique — est une réalité instable de bout en bout du tracé fluvial et au cours d'un cycle d'érosion. Aussi faut-il concevoir des états et des profils d'équilibre successifs.

Un premier profil d'équilibre est atteint dès que les plus fortes irrégularités du profil initial : contre-pentes, chutes et rapides, ont été rectifiées. Cet état caractérise le début de la maturité, qui est la période de plus intense activité de la rivière avec une érosion maximum. Aussi est-il tout à fait inexact d'affirmer, comme il arrive encore trop souvent, que l'établissement du profil d'équilibre coïncide avec l'arrêt du creusement ou le début du stade de la sénilité. Celui-ci correspond à la fixation d'un *profil d'équilibre limite* ou pente au delà de laquelle la rivière ne saurait pratiquement plus s'aplatir. C'est ce profil, indiquant un stade déjà très évolué, qui signifie pour la rivière la fin du creusement, tandis qu'elle assume encore pendant la période de sénilité un travail considérable de transport des

(1) H. BAULIG, La notion de profil d'équilibre ; histoire et critique. (*Compte rendu du Congrès international de Géographie*. Le Caire. Soc. royale de Géogr. d'Égypte, 1926, t. III, pp. 51-63.)

matériaux provenant de sources diverses : réduction des versants par désagrégation mécanique et ruissellement, apports des affluents, etc. La pente du profil-limite de creusement est fonction du débit et surtout de la charge : volume et calibre. Ce profil se rapprochera d'autant plus de l'horizontale que le volume des matériaux sera moindre et leur calibre réduit. Le profil fluvial qui marque la fin de la maturité et le début de la sénilité est un profil d'équilibre adapté au travail qui caractérise la dernière période cyclique : le transport et l'évacuation des matériaux provenant de la destruction d'un relief.

Ainsi donc, lorsqu'il est question de profil d'équilibre, y a-t-il lieu de préciser s'il s'agit du profil de maturité à pente fluviale régularisée, mais pouvant cependant présenter encore de fortes inclinaisons et des ruptures de pentes, ou d'un profil sénile, à pente-limite, se rapprochant de la courbe idéale, concave vers le ciel et tangente à la source et au niveau de base.

Profil de remblaiement.

Pour des causes diverses : tectoniques, eustatiques ou isostatiques, l'altitude d'un profil d'équilibre peut être abaissée au-dessous de sa pente-limite, arrêtant non seulement le creusement mais également l'évacuation des matériaux et entravant, par conséquent, la progression régulière d'un cycle d'érosion. Les alluvions fluviales amenées d'amont, de la section du profil d'équilibre non affectée par l'accident, s'accumulent sur place en ordre de calibre décroissant d'amont en aval, et tendant au rétablissement d'une pente-limite. Le profil de remblaiement fluvial est plat, subhorizontal, accusant une pente insignifiante. Il faut le considérer, dans le cycle de l'érosion normale conçu par W. M. Davis, comme un « accident » provoquant une « paralysie fluviale », un arrêt momentané ou définitif, local ou général, dans l'évolution régulière d'un cycle d'érosion.

Plaines fluviales et surfaces alluviales.

L'évolution des profils fluviaux : profils d'équilibre de maturité et de sénilité, et profil de remblaiement, aboutit à l'élargissement du lit de la rivière et au développement de plaines fluviales.

La multiplicité des profils, en fonction de la diversité de l'activité de la rivière, force à distinguer plusieurs variétés de plaines.

A) *Les plaines d'érosion.* — Elles sont dues en ordre principal

à l'élargissement du lit fluvial par érosion latérale et comprennent deux types :

1° La plaine d'érosion de maturité, plus ou moins large, plus ou moins inclinée vers l'aval et du bord extérieur du lit majeur vers le thalweg, suivant que le stade de la maturité est plus ou moins avancé et que l'érosion latérale l'emporte de plus en plus sur l'enfoncement du thalweg;

2° La plaine d'érosion sénile, très large, à surface parfaitement aplanie, sans inclinaison transversale (l'érosion linéaire ayant totalement cessé), ne présentant plus qu'une faible pente longitudinale.

Pendant l'étiage ou morte-saison fluviale, les plaines d'érosion sont couvertes d'alluvions « stationnaires » que le courant principal des hautes eaux déplace à chaque crue pour les acheminer jusqu'à leur niveau de base. Ces alluvions ne constituent donc pas à proprement parler un « remblaiement », c'est-à-dire une accumulation définitive au cours d'un cycle d'érosion donné. Entre l'axe du courant principal et la limite du lit majeur atteinte par les fortes crues, des tranches d'eau, de hauteur décroissante, remuent et déplacent des masses de matériaux de moins en moins épaisses et des troubles de calibre décroissant. On estime que l'épaisseur des matériaux déplacés est égale à la hauteur d'une tranche d'eau en période de crue. C'est ce qui explique le facies lithologique de ces dépôts. Dans le fond du thalweg, on trouve les éléments les plus grossiers, qui ne sont entraînés que par un courant puissant; les troubles d'un calibre inférieur, en suspension dans l'eau, sont véhiculés même par les courants faibles d'étiage. A mesure qu'on s'éloigne du thalweg, les cailloutis des thalwegs antérieurs, fixés temporairement, sont recouverts par des matériaux de moins en moins grossiers, en stratification irrégulière, correspondant aux courants de crue, de moins en moins puissants vers le bord extérieur du lit fluvial.

Comme, même en période de maturité, la rivière continue d'abaisser son profil, il en résulte que, après un certain élargissement de la vallée accompagné d'un enfoncement progressif du thalweg, un liseré du lit majeur n'est plus atteint par les hautes eaux, même par les crues les plus fortes. Une partie des alluvions d'étiage échappe alors, momentanément, au déplacement vers l'aval, et cela aussi longtemps que le glissement du thalweg se fera dans un même sens. Toutefois, étant donné que l'élargissement d'une vallée est essentielle-

ment l'œuvre de déplacements continuels du courant principal, des alluvions, fixées pour quelque temps hors d'atteinte des plus hautes eaux, seront reprises fatalement, lorsque le sens du glissement sera inversé, et acheminées vers les fonds océaniques. En appelant *alluvions d'étiage*, ou *nappe alluviale d'étiage*, les dépôts fluviaux qui stationnent par intermittence sur le lit majeur, leur nature ainsi que leur signification dans la morphologie fluviale sont exactement définies. Leur épaisseur est sensiblement égale sur toute l'étendue d'une plaine fluviale et reste dans les limites de transport des crues moyennes observables. L'arrangement des matériaux se présente en stratification croisée et de calibre décroissant de la base vers le sommet. La surface alluviale épouse l'allure du fond rocheux aplani par creusement. Dans le cas d'une plaine de maturité, cette surface aura une pente double : longitudinale et transversale. Comme à chaque « moment » de la durée cyclique, les pentes d'aval sont inférieures aux pentes d'amont, la plaine fluviale de maturité se présentera donc, normalement, comme une surface gauchie. Au contraire, la plaine d'érosion sénile, recouverte aussi de son manteau d'alluvions d'étiage, se présentera comme une surface subhorizontale avec seulement une légère inclinaison longitudinale.

B) *La plaine fluviale de remblaiement*, à l'opposé des plaines précédentes, est une « surface construite », légèrement convexe en coupe transversale, avec une inclinaison insensible des berges vers les bords du lit d'inondation. Lorsqu'elle se développe en fonction d'un niveau de base positif, elle remonte les vallées sans accuser une pente sensible sur de grandes distances. L'épaisseur des alluvions de remblaiement diminue, sur le profil en long de la plaine, d'aval en amont et sur son profil transversal, du thalweg vers le pied des versants.

C) *Le cône alluvial* est une forme d'accumulation qui franchit les limites ordinaires d'un sillon fluvial. Sur des surfaces planes, en bordure d'un relief accusé, un courant fluvial puissant et fortement chargé, lorsqu'il déborde brusquement de sa canalisation serrée d'amont, s'étale en une nappe liquide qui perd aussitôt tout pouvoir d'érosion. Les alluvions sont abandonnées presque instantanément, par ordre de calibre décroissant d'amont en aval, et étalées en forme d'éventail à surface convexe, les matériaux n'étant sollicités que par la pesanteur et non plus soumis à la force propulsive d'un courant liquide. La surface du cône alluvial, avec des pentes allant de 2 à 5 m.

par km., n'est pas comparable, quant à sa morphogénèse, aux surfaces fluviales ordinaires : plaines d'érosion et plaines de remblaiement.

Terrasses fluviales.

La notion originelle de « terrasse » s'appliquait en ordre principal à une forme de terrain : un replat, en banquette ou gradin, dominant un rivage ou un thalweg. Elle comportait en plus une idée très nette de l'origine de cette forme : ancienne plate-forme marine ou ancienne plaine fluviale, mises en relief au-dessus du niveau actuel des mers ou du thalweg des rivières. Cette notion initiale doit toujours prévaloir dans une définition objective, et nous appelons *terrasse fluviale, une ancienne plaine fluviale surélevée en forme de gradin, au-dessus du thalweg actuel des rivières.*

Selon que cette ancienne plaine fluviale était une surface d'érosion ou une surface de remblaiement, on peut parler de terrasse de plaine d'érosion et de plaine de remblaiement, ou, plus brièvement, terrasses d'érosion et terrasses de remblaiement. A moins de déformation, le palier d'une terrasse accusera les caractères topographiques et géologiques de la plaine initiale. L'abandon d'un lit fluvial et sa mise en relief, en forme de gradin, résultent d'un enfoncement sensible du thalweg, par accentuation de l'érosion linéaire, succédant à une période d'érosion latérale prédominante. On connaît des gradins qui se prolongent sur de longues distances, remarquables par la continuité topographique de leur palier et la constance de leur altitude absolue ou relative, les *niveaux de terrasses.*

A leur origine il faut admettre des plaines étendues, d'érosion ou de remblaiement, dont l'exhaussement, au-dessus du thalweg actuel, ne peut s'expliquer que par des modifications sensibles dans l'altitude relative d'un profil d'équilibre, de maturité ou sénile, soit par bombement ou gauchissement de l'écorcé terrestre, soit par abaissement relatif ou absolu du niveau marin. L'augmentation de l'altitude du profil fluvial pour l'une de ces causes, en modifiant ses rapports avec le profil fluvial-limite et avec son niveau de base, oblige la rivière à rétablir ces rapports sur nouveaux frais, ce qui donne lieu à une reprise d'érosion.

Un niveau de terrasse peut donc se définir « un gradin d'érosion cyclique ». Cette définition, qui implique à la fois une notion de forme et de genèse, permet d'écarter facilement, dans les essais de restitution des grandes phases de l'évolution flu-

viale, des formes secondaires d'érosion ou d'accumulation, aux allures de gradins, que l'on a confondues souvent avec les niveaux cycliques. Ce sont les terrasses locales et les fausses terrasses, détails de la morphologie fluviale qui apparaissent sporadiquement et disparaissent avant l'achèvement d'un cycle ordinaire d'érosion. Elles ne sont pas liées aux événements majeurs de l'évolution terrestre.

Les *terrasses locales* les plus habituelles sont des gradins réduits, taillés dans une plaine fluviale par déplacements de méandres et appelés improprement « terrasses polygéniques » ⁽¹⁾. Surface alluviale et talus d'érosion se développent, contrairement à ce que suggère le terme, au cours d'une même phase d'érosion. En les appelant « terrasses de méandres », on précise leur topographie en même temps que leur signification génétique. Les cônes de déjection torrentiels de rivières affluentes, coupés en talus par la rivière principale, ont été appelés *fausses terrasses*. Les terrasses de méandres et les fausses terrasses ne constituent pas des « niveaux » et ne peuvent aider à restituer d'anciens niveaux de base.

Terrasse au sens géologique. — Par leurs alluvions, dépôts d'étiage ou de remblaiement, les terrasses appartiennent à la géologie qui définit la nature des surfaces alluviales et les date. Le critérium géologique est à ce point important, dans toute discussion scientifique du problème des terrasses, que fréquemment l'élément lithologique a pu paraître essentiel et suffisant. S'il est vrai qu'on ne saurait séparer la géologie de la topographie dans l'étude des terrasses fluviales, il ne faut pas toutefois que le point de vue stratigraphique prenne le pas sur le fait morphologique. Une terrasse est en premier lieu une forme de terrain déterminée et datée par le dépôt fluvial.

ITINÉRAIRE ET OBSERVATIONS

Pour plus de clarté et un meilleur enchaînement des faits, nous avons cru opportun de concevoir ce compte rendu sous forme d'exposé synthétique ou de commentaire de l'esquisse morphologique (fig. 1). L'itinéraire de l'excursion avait d'ailleurs été établi avec la préoccupation de présenter une sorte « d'échantillonnage » des formes fluviales les plus caractéristiques.

(1) E. CHAPUT, Deux types de nappes alluviales : terrasses monogéniques et terrasses polygéniques. (C. R. Ac. Sc., t. 178, pp. 2187-2188. Paris, 1924.)

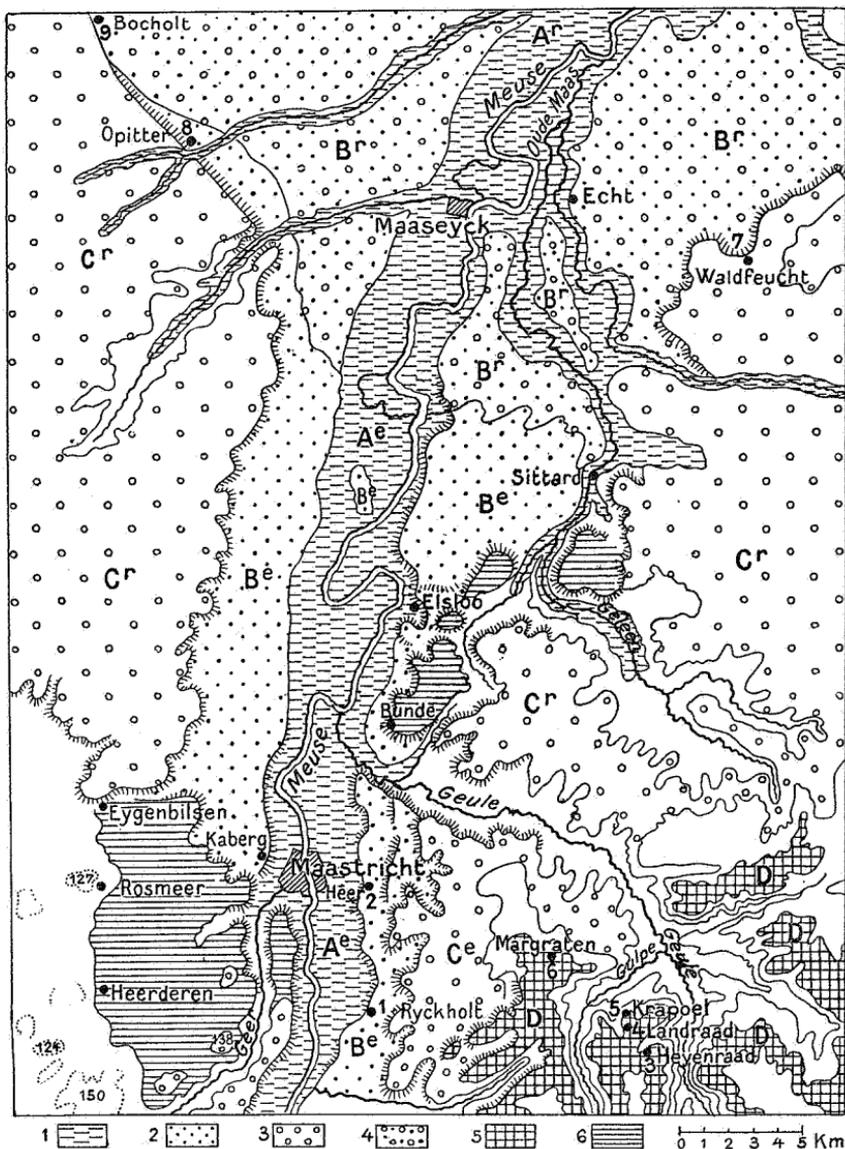


FIG. 1. — Esquisse de morphologie fluviale de la Basse-Meuse.

A.-B.-C.-D. : formes topographiques fluviales appartenant à quatre unités cycliques successives, A étant le cycle actuel.

A^e-B^e-C^e : surfaces d'érosion.

A^r-B^r-C^r : surfaces de remblaiement.

D : niveau d'érosion de 180 mètres (lit fluvial et versants surbaissés).

1. Plaine fluviale actuelle : cycle A.

2. Terrasse inférieure : cycle B.

3. Terrasse principale : C^e, et plateau du cône alluvial : C^r.

4. Emboîtement des cycles B et C, et recouvrement de C^r par B^r.

5. Niveau d'érosion de 180 mètres formant terrasse supérieure.

6. Surfaces de remaniement et terrasses locales de méandres dans le cône alluvial.

La vallée de la Basse-Meuse comprend, en aval de Liège, des complexes morphologiques appartenant à quatre cycles successifs, notés, à partir du cycle le plus récent ou actuel, de A à D.

En amont de Maaseyck on a affaire principalement à des formes d'érosion, versants et plaines fluviales ; trois de celles-ci, appartenant aux cycles B, C et D, sont suspendues en forme de gradins, ou niveaux de terrasses, au-dessus de la plaine alluviale moderne.

Au premier arrêt, à Ryckholt, en territoire néerlandais (fig. 1, point 1), nous observons des formes fluviales appartenant à trois cycles d'érosion. Leurs rapports génétiques sont nettement soulignés par la topographie. A l'entrée du village, au bout d'un chemin en forte pente qui mène vers le lit de la Meuse, on aperçoit d'abord la surface alluviale la plus récente, A°, plaine humide, couverte de prairies ; on la voit fuir en pente faible vers le thalweg. La nature et les caractères de cette plaine se déduisent de ses cotes d'altitude ⁽¹⁾ et de ses dépôts fluviatiles.

| | | |
|---------------------------------------|-------|----------|
| Fond rocheux du thalweg | +40 | m. A. P. |
| Niveau moyen d'étiage | +43 | m. A. P. |
| Niveau moyen d'inondation | +47,5 | m. A. P. |
| Bord supérieur de la plaine | +50 | m. A. P. |

On sait, par des sondages, que le thalweg est tapissé de 3 m. environ d'alluvions grossières : cailloux roulés et graviers. D'autre part, par forte crue, celle de 1880, par exemple, il peut s'écouler une tranche d'eau de 9 m. dans le chenal principal de la Meuse entre Visé et Maastricht. Par conséquent, la Meuse est capable, dans cette section de son cours, au moment des fortes crues, de remuer et de déplacer toutes les alluvions de son chenal principal — elles n'ont que 3 m. d'épaisseur — et d'éroder encore son fond rocheux.

Indépendamment de tout ouvrage d'art, les inondations des plus hautes crues ne s'étendent cependant pas sur toute la largeur de la plaine de la Meuse. Entre les prairies qui s'arrêtent à la limite même de la montée des crues et le versant escarpé de la vallée s'interpose une bande de terre, de largeur inégale, livrée aux cultures. Les géologues hollandais considèrent cette partie de la plaine actuelle de la Meuse comme « basse terrasse », quoique, remarque W. C. Klein, la surface des

(1) Toutes les cotes d'altitude se rapportent au niveau d'Amsterdam, A. P. (Amsterdamsch Peil).

alluvions modernes passe insensiblement — très rarement interrompue par un petit talus — aux terres plus élevées qui échappent aux inondations. On voit que Klein hésitait à parler de terrasse en l'absence de tout caractère morphologique.

En réalité, la plaine actuelle de la Meuse, entre Liège et Maastricht, que nous observons à Ryckholt, représente une phase de maturité avec formation d'une surface d'érosion inclinée dans le sens du glissement du thalweg et recouverte d'alluvions d'étiage. Ces alluvions ne sont connues que par sondages. Voici les données fournies par W. C. Klein ⁽¹⁾ : à la base, 3 à 4 m. d'alluvions grossières, épaisseur comparable aux dépôts meubles qui tapissent le fond du thalweg. Les graviers sont surmontés de 3 à 5 m. de sable et d'argile. Ce sont des matériaux fins déplacés par les courants de crue, de moins en moins puissants à mesure qu'on s'éloigne du thalweg et qui abandonnent leur charge de transit dès que les eaux baissent. En parlant de plaine actuelle il s'agit, évidemment, de s'entendre sur la signification du mot « actuelle », qui ne suppose pas seulement un moment d'une évolution mais sa durée et par conséquent des états plus ou moins avancés de cette évolution. C'est ainsi qu'il y a lieu de distinguer la plaine basse de la Meuse ou zone d'inondation, couverte de prairies, et la plaine haute ou zone d'inondation subactuelle, du début de la phase de maturité. Les déplacements du thalweg ont, par endroits, taillé des rives abruptes de 2 à 3 m. dans la plaine haute, donnant naissance à des terrasses locales de méandres. Pour des raisons qu'il serait trop long d'exposer ici ⁽²⁾, c'est la plaine d'inondation, ou, plus exactement, le niveau moyen de débordement, que nous avons pris comme niveau repère pour la détermination des niveaux de terrasses.

La plaine mosane est bordée entre Liège et Maasband, alternativement sur sa rive droite et sur sa rive gauche, quelquefois même sur ses deux rives, par un talus de 10 à 20 m. qui limite une surface alluviale continue sur plusieurs dizaines de kilo-

(1) W. C. KLEIN, *Het Diluvium langs de Limburgsche Maas. (Verst. v. h. Geologisch-Mijnbouwkundig Gen. Geol. Ser., deel II, p. 112. 's Gravenhage, 1914, pp. 46 et suiv.)*

(2) Des considérations sur la méthode de détermination des terrasses trouveront place dans un mémoire qui paraîtra prochainement.

mètres; c'est un niveau de terrasse inférieure (1). Le village de Ryckholt est construit sur le palier de cette terrasse, le long du rebord du talus dominant la plaine fluviale. Ce rebord est à +60 m., 12^m50 d'altitude relative. Le palier s'élève en pente douce jusqu'à 70 m. Son substratum n'est pas visible ici, mais on sait, par sondages, qu'il est formé de 6 à 7 m. d'alluvions fluviales recouvertes par 3 à 4 m. de limon. La terrasse est donc une ancienne plaine d'érosion (fig. 1, B^o). Lorsqu'on a dépassé l'agglomération de Ryckholt, on aperçoit sur sa droite, vers l'Est, un talus élevé, qui limite la terrasse inférieure. Ce talus soutient une troisième surface alluviale, ou terrasse principale, C^o, sur laquelle est construit le village de Sainte-Gertrude. Le bord du replat est, au parallèle de Ryckholt, à +120 m., 72^m50 d'altitude relative (à 60 m. au-dessus du palier inférieur).

De Ryckholt nous poursuivons notre route vers le Nord. Sur plusieurs kilomètres nous ne quittons pas le palier de la terrasse inférieure, d'une continuité remarquable. La route est bordée des deux côtés par des champs fertiles sur terres limoneuses. Vers la gauche, de gros villages s'étirent en rues le long du rebord escarpé qui domine le lit majeur de la Meuse. A l'Est, le talus de Sainte-Gertrude se poursuit sans interruption, mais avec de profondes indentations de ravinements, boisées, taches de verdure sombre, au milieu des sols blonds et des champs de jeune blé.

A Heer, nous nous engageons sur la chaussée d'Aix-la-Chapelle (fig. 1, point 2). Des travaux récents ont ouvert de longues tranchées dans le substratum du palier que nous suivons depuis Ryckholt. On observe au sommet 3 à 4 m. d'un limon fin, blond, très calcaire. La question de la provenance de ce limon s'est posée : origine éolienne ou dépôt de ruissellement, mais n'a pas été résolue. Sous les limons apparaissent par endroits les graviers de la Meuse : cailloux roulés de roches ardennaises en stratification croisée et de calibre variable, les plus gros

(1) Cette surface alluviale, également désignée comme terrasse inférieure par P. Fourmarier, est déterminée comme « terrasse moyenne » par W. C. Klein et A. Briquet.

P. FOURMARIER, Les dernières ondulations du sol en Belgique et les terrasses de la Meuse. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, Liège, 1924. Livre jubilaire, in-4^o, pp. 110-114.)

W. C. KLEIN, *op. cit.*, pp. 50 et suiv.

A. BRIQUET, La Vallée de la Meuse en aval de Liège. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, Bruxelles, t. XXI, 1907. Mém., pp. 347-364.)

éléments ne dépassant pas 10 cm. suivant leur plus grand diamètre. Ailleurs dans le cailloutis de cette même terrasse on trouve des blocs énormes ; nous en verrons au cours de la journée, mais ils sont localisés généralement à la base du cailloutis, dont nous n'observons ici que le sommet.

La terrasse inférieure de Heer se poursuit sur la rive gauche de la Meuse, approximativement au même parallèle, par la terrasse de Kaberg. M. Halet fait remarquer que les dépôts fluviatiles ne sont pas exactement les mêmes dans les deux endroits. Dans la coupe de Kaberg, qu'il a décrite (1), il a observé au-dessus de 8 m. de gros cailloux, environ 2 m. de sable grossier et d'argile sableuse. Ces éléments fluviatiles fins font défaut à Heer.

Nous touchons ici à la question de la nature de ces dépôts alluviaux. Si, comme nous l'admettons en raison des caractères topographiques et lithologiques, la terrasse inférieure est une ancienne plaine d'érosion, les déplacements et divagations de méandres ont pu arrêter, dans des bras abandonnés par recouvrement, l'alluvionnement par eaux courantes au niveau des cailloux. Le colmatage a pu s'y poursuivre par ruissellement ou même par dépôt éolien. Ce serait le cas à Heer.

A l'Est de Heer, l'horizon est coupé par un talus d'érosion de

(1) F. HALET, Le Quaternaire des environs de Smeermaes. (*Bull. de la Société belge de Géologie*, t. XXXIII, p. 270.)

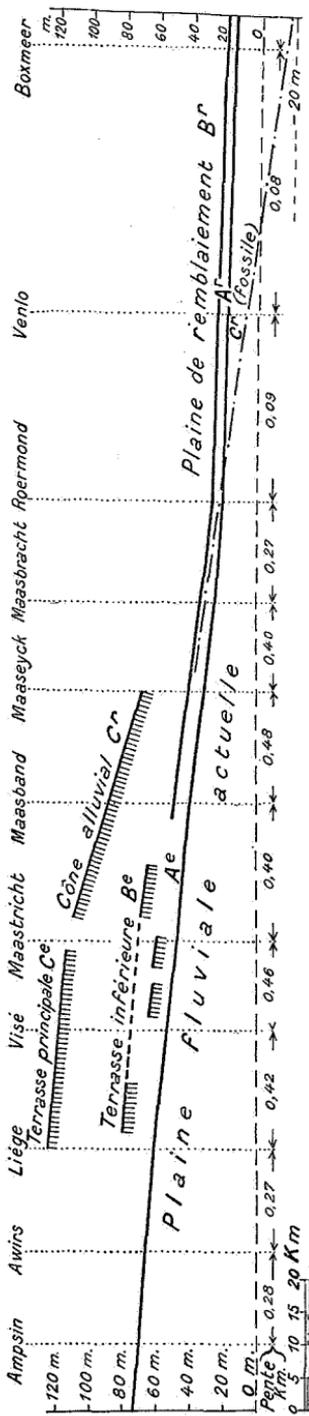


Fig. 2. — Profils synthétiques des formes fluviales de la Basse-Meuse.

quelques dizaines de mètres, trait topographique saillant dans ce paysage au relief insignifiant. C'est le talus de la terrasse de Kadier, prolongement de la terrasse de Sainte-Gertrude. Elle est ici à 115 m. sur son rebord inférieur, à 69 m. d'altitude relative et à 58 m. au-dessus de la terrasse inférieure. Le palier de la terrasse principale de Kadier, comme celui de la terrasse inférieure et comme la plaine actuelle, est incliné suivant une coupe en travers. Son altitude supérieure est difficile à préciser, à cause du versant très surbaissé auquel se raccorde cette ancienne plaine fluviale, à cause aussi des dépôts de ruissellement qui ont masqué le contact entre le lit fluvial et le versant, à cause surtout de l'épaisseur très inégale du limon. Toutefois, on peut estimer à une dizaine de mètres la dénivellation entre ses limites supérieure et inférieure.

Quant à ses alluvions, on les sait partout présentes sous les limons, mais on connaît imparfaitement leur épaisseur. Pour autant que l'on en puisse juger d'après de rares sondages, elles n'excéderaient pas une moyenne de 10 m., à part quelques irrégularités locales, qui seraient à examiner chacune en détail.

Entre Ryckholt et Heer nous avons donc pu suivre, en continuité topographique, deux niveaux de terrasse indiscutables : terrasse inférieure et terrasse principale. La première se poursuit vers l'amont par les surfaces alluviales de Hermalle-sous-Argenteau, Vivegnis et Herstal; à l'aval par la terrasse de Kaberg et d'Elsloo. La terrasse principale se continue par les terrasses de Richelle, Pontisse, La Chartreuse, Cointe ⁽¹⁾.

Nous pouvons essayer de restituer sommairement leur évolution. La nature de ces terrasses ne paraît pas discutable : ce sont ces plaines d'érosion de maturité, en surfaces inclinées suivant leur profil en long et entre leurs bords supérieur et inférieur. Étant donnée cette origine, on ne peut pas s'attendre à trouver un parallélisme rigoureux entre les surfaces superposées, indépendamment de toute déformation qui aurait pu résulter de mouvements du sol postérieurs à leur formation.

Le bord de la terrasse inférieure, encore très bien conservé, oscille entre les altitudes extrêmes de son ancienne plaine d'érosion (fig. 2) : 75-65 m. près de Liège, 70-60 m. aux environs de Maastricht et 65 à 55 m. un peu en amont de Maaseyck.

(1) H. FORIR et M. LOHEST, *Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie. (Ann. de la Soc. géol. de Belgique, Liège, t. XXIII, 1896; Bull. pp. CXXXIX-CLXXXII.)*

Le thalweg actuel, en se déplaçant de droite à gauche, a entamé sur une largeur plus ou moins grande la plaine ancienne, la laissant suspendue à des altitudes relatives variables d'un endroit à l'autre, ce qui a donné lieu à distinguer plusieurs niveaux de terrasses ⁽¹⁾. Cependant on n'a aucune difficulté à montrer la continuité topographique de tous ces replats par leur bord supérieur, prouvant leur unité génétique.

Dans l'ensemble, le palier de la terrasse inférieure converge vers la plaine fluviale actuelle à l'amont. A partir de Herstal le rebord d'érosion qui sépare les deux surfaces alluviales se réduit de plus en plus, et en amont de Liège il n'y a plus trace de terrasse inférieure. Son rebord supérieur doit se raccorder insensiblement à celui de la haute plaine actuelle, mais l'agglomération liégeoise ne permet plus les observations directes.

D'autre part, le profil moyen de la Meuse, comme le profil du niveau de débordement, accuse, un peu au Nord de Liège, une rupture de pente sensible, la pente kilométrique augmentant vers l'aval du simple au double (fig. 2). On a voulu y voir la preuve d'une déformation récente, actuelle, de la surface du sol, entraînant la mise en relief de la terrasse inférieure ⁽²⁾. L'axe principal de la déformation serait voisin du parallèle de Liège. S'il en était ainsi, il faudrait trouver en amont de la ville une morphologie fluviale analogue à celle qui existe en aval, puisque l'enfoncement du thalweg, maximum sur l'axe même de la déformation, serait allé en diminuant de part et d'autre de cet axe. Or la terrasse inférieure s'arrête à Liège; par conséquent, dans l'hypothèse d'une déformation tectonique, celle-ci n'aurait eu d'effet qu'en aval de la ville. Dans ce cas, il faudrait admettre un relèvement monoclinale, qui reste à démontrer.

La morphologie fluviale polycyclique des environs de Liège suggère une autre hypothèse, celle d'une reprise d'érosion partant de l'aval, en relation avec un changement absolu ou relatif du niveau de base, et dont l'évolution serait mieux en harmonie avec les formes de terrain que l'hypothèse tectonique. L'érosion régressive, travaillant rapidement dans les formations tertiaires, avancerait plus lentement dans les roches primaires, où elle viendrait se raccorder, par une rupture de pente, au cycle précédent. Dans cette hypothèse, l'absence de la terrasse

(1) W. C. KLEIN, *op. cit.* — A. BRIQUET, *op. cit.*

(2) P. FOURMARIER, *op. cit.*

inférieure en amont de Liège et son allure divergente vers le niveau de base, en aval de la ville, s'expliquent sans difficulté.

M. Renier a fait remarquer que la rupture de pente coïncide avec le flanc Nord d'un anticlinal primaire du houiller, ce qui aurait eu pour effet précisément de ralentir les progrès de l'érosion régressive, à travers un substratum de roches résistantes. Ainsi serait localisée, par le fait de l'érosion différentielle, la rencontre de deux cycles successifs près de Liège.

En ce qui concerne la terrasse principale, étant donnée l'usure de son rebord inférieur par des ravinements intenses, il n'est plus guère possible que de profiler l'allure générale de sa surface supérieure (fig. 2). Elle est grossièrement parallèle à la terrasse inférieure et, comme celle-ci, elle est divergente, à partir de Liège, par rapport à la plaine d'inondation de la Meuse.

La topographie de la plus ancienne vallée de la Basse-Meuse, appartenant au cycle D, est un peu différente des formes précédentes. Nous allons l'observer à Heyenraat, point 3, et à Landraad, point 4 (fig. 1).

Par la route d'Aubel, se détachant de la route d'Aix-la-Chapelle à Margraten, nous gagnons la cote 210 de Heyenraat, sur la rive droite de la Gulpe. Nous nous trouvons ici au bas d'une crête qui forme l'interfluve Gulpe-Geule et qui, vers le Sud, se rattache aux hauteurs de 300 m. de Welkenraat. A Heyenraat, le substratum rocheux est constitué par l'argile à silex, dans laquelle se trouvent éparpillés en surface des galets de quartz blanc, des silex bleus roulés, des silex anguleux, c'est-à-dire un facies de dépôt résiduel.

En amont de cette crête se projette, en promontoire, vers Landraad, un replat de près de 2 km. de large à l'altitude absolue de 180-200 m. A cause des cultures, les observations d'ordre géologique y sont très difficiles. Toutefois, le sol argileux est pétri de cailloux roulés, d'origine ardennaise, avec des quartzites réviniens en abondance. Les excavations où l'on pourrait voir une coupe dans ces graviers manquent. Cependant, il semble impossible d'admettre, avec W. C. Klein ⁽¹⁾, des épaisseurs de 10 à 20 m. Le paysage végétal y oppose un démenti. La plus grande étendue de ce replat est couverte de prairies, ce qui suppose un sous-sol imperméable : l'argile à silex. Si celle-ci était recouverte de plusieurs mètres de gravier, la nappe phréatique serait beaucoup trop basse pour pou-

(1) W. C. KLEIN, *op. cit.*, profil VI.

voir entretenir une suffisante humidité du sol. En l'absence d'affleurements, il y a encore un autre indice du faible développement en profondeur des cailloutis fluviaux. Tous les chemins de la région sont empierrés avec des cailloux que les habitants de Landraad vont chercher à 3 km., de distance, à Krapoel, dans une gravière ouverte sur un flanc de ravin appartenant au cycle C. S'il existait un gravier abondant sur place, il eût été simple d'ouvrir une gravière sur le territoire même de la commune.

Le replat de 180 m. de Landraad n'est pas un fait isolé dans la topographie de la Basse-Meuse. On le suit en bordure du plateau de Herve, jusqu'à Aix-la-Chapelle et Eschweiler, et il pénètre dans les vallées affluentes : Gulpe, Geule, Selzerbeek ⁽¹⁾. Sur toute cette distance l'altitude absolue de 180-200 m. se maintient rigoureusement et, sur toute son étendue, on relève la présence du cailloutis de la Meuse. Dans une exploitation superficielle à Orsbach, le gravier, très remanié, a 2 m. d'épaisseur.

De part et d'autre, en direction Ouest-Est, cet ancien lit de la Meuse est bordé d'affleurements de graviers résiduels, le cailloutis *Onx*, dont les dépôts *in situ* ne descendent pas, dans cette région, au-dessous de la courbe de niveau de 200 m. Ces éléments appauvris jalonnent les versants, parfois fort démolis, de la Meuse lorsqu'elle coulait à 180 m. d'altitude. Ce sont notamment, près de Liège, les graviers *Onx* de Vottem, qui se relie, par dessus le sillon mosan, aux graviers de l'Ubagsberg représentant la rive gauche de l'ancienne Meuse; les placages d'*Onx* sur le rebord du plateau de Herve en indiquent la rive droite.

Morphologie et géologie se complètent ici pour déterminer un haut niveau d'aplanissement, vraisemblablement une plaine d'érosion sénile, à en juger par l'absence de pente sensible et la faible épaisseur des matériaux. A supposer même ceux-ci plus abondants jadis, puis fortement réduits par l'érosion sub-aérienne, ils n'ont pu atteindre cependant des épaisseurs considérables, incompatibles avec la pente fluviale réduite. Entaillée par la Meuse et surtout par ses affluents, cette surface d'érosion constitue la terrasse la plus élevée de la Basse-Meuse. Étant donnée son altitude absolue constante sur plus de 100 km., il semble inadmissible qu'elle ait jamais pu être touchée par

(1) A partir d'Eschweiler, le replat se poursuit, en altitude constante, vers le Sud-Est jusqu'à Bonn, représentant un haut niveau d'érosion du Rhin.

des déformations du sol. Si l'on accepte cette manière de voir, il faut admettre aussi que les formes fluviales plus jeunes, en contre-bas et sur un même parallèle que la terrasse supérieure, formes fluviales qui s'emboîtent sur le parallèle de Ryckholt notamment, n'ont pas été, non plus, déformées.

L'heure avancée et le programme très chargé de l'après-midi nous ont fait renoncer à l'arrêt prévu au point 5 de l'esquisse (fig. 1), à la gravière de Krapoel, où nous aurions eu l'occasion de démontrer, par l'observation des facies lithologiques, l'emboîtement des cycles C et D, le long des affluents de la Meuse. C'est une interprétation plus satisfaisante de la genèse des dépôts fluviatiles de l'Entre-Meuse-Geule que l'hypothèse, fréquemment défendue, d'un cône de déjection unique de la Meuse s'étendant jusqu'aux limites septentrionales du massif primaire ⁽¹⁾.

Il a fallu sacrifier également le point 6, à Margraten, où il nous eût été possible de montrer un gravier résiduel, équivalent de celui d'Heyenraat, témoin de la rive gauche de la Meuse du niveau 180 m.

Un arrêt très court à Beek nous a permis de casser la croûte.

Au cours de l'après-midi nous avons à étudier une morphologie fluviale totalement différente de celle observée au cours de la matinée. Au Nord de Maastricht les terrasses d'érosion passent progressivement à des surfaces de remblaiement.

C'est d'abord le palier de la terrasse principale, C^e, que l'on voit passer, sur la rive droite de la Geule, à un plateau onduleux, à surface convexe, avec des inclinaisons du Sud au Nord-Ouest et au Nord-Est en forme d'éventail. L'épaisseur des alluvions, d'une dizaine de mètres là où la surface touche à la terrasse principale, va en augmentant vers le Nord, prenant des caractères de remblaiement. C'est une partie du cône alluvial de la Meuse qui, sur la rive gauche, forme le plateau de la Campine, C^r.

Après l'arrêt à Beek, vu la proximité d'Elsloo, une visite rapide de la tranchée du canal Juliana s'imposait. Nous avons ici un coup d'œil d'ensemble sur la constitution des alluvions fluviatiles de la terrasse inférieure : à la base, cailloutis de roches ardennaises roulées, de calibre varié. Un bloc de quartzite de près de 2 m³, dégagé par les travaux du canal, a été érigé en monument sur la place d'Elsloo. Au-dessus des cailloutis apparaissent des graviers, des sables graveleux et des sables

(1) W. C. KLEIN, *op. cit.*, ch. I^{er}.

grossiers en stratification croisée. L'affleurement est trop connu pour qu'il y ait lieu de le détailler.

Du sommet de la terrasse inférieure d'Elsloo, la topographie du cône alluvial, remanié par l'érosion plus récente de la Meuse et de ses affluents, se dessine dans toute son expression morphologique : croupes aplaties, crêtes allongées d'interfluves, replats d'extension locale à des altitudes variées, flancs de rivières secondaires en allure de talus de terrasses. Si l'on voulait expliquer chaque forme en elle-même, abstraction faite de la morphologie générale et de son évolution d'ensemble, on s'exposerait aux interprétations les plus fantaisistes.

D'Elsloo à Sittard la route se tient d'abord sur des terrasses de remaniement dans le cône alluvial, puis elle descend sur la terrasse inférieure et se déroule enfin sur la plaine actuelle de la Geleen.

Sittard est située à un carrefour de limites morphologiques et géologiques des plus importantes. C'est en premier lieu le passage, sur la rive droite de la Geleen, du gravier de la Meuse au cailloutis du Rhin; puis le plongement de ce cailloutis, appartenant au cycle C, sous les alluvions de la terrasse inférieure du cycle B. La nature même de la surface alluviale change. A l'ancienne plaine d'érosion B^o se substitue une plaine de remblaiement B^r dont la limite coïncide grossièrement avec la courbe de niveau de +40 m. Au cours du cycle actuel la Geleen a creusé son sillon à travers cette ancienne plaine de la Meuse, y découpant des terrasses locales sur les rives concaves de ses méandres, puis construisant à son tour une surface de remblaiement A^r, emboîtée dans B^r.

Ce n'est que par la continuité de leur surface topographique, suivie de proche en proche, et à l'aide des données géologiques minutieusement établies par les travaux du Service géologique des Pays-Bas ⁽¹⁾, que l'on arrive à distinguer et à limiter ces plaines emboîtées, sans relief, qui se tiennent entre +40 et +20 mètres. En tout cas, à partir de Maaseyck à peu près, il ne peut plus être question de « niveau de terrasse », ou gradin d'érosion proprement dit, la Meuse et la Geleen n'ayant dégagé que des terrasses locales. Toutefois, la surface alluviale de remblaiement, B^r (fig. 1), se raccorde sans solution de continuité au palier supérieur de la terrasse d'Elsloo-Heer-Ryckholt, plaine d'érosion du cycle B.

(1) *Carte géologique des Pays-Bas au 50.000^e* Feuilles 48, Vierlingsbeek; 51, Eindhoven; 52, Venlo; 57, Valkenswaard.

De Sittard à Echt, notre route, sans accuser de véritable dénivellation, se trouve tantôt sur la plaine de remblaiement A^r de la Geleen, tantôt sur la surface de remblaiement du cycle B^r de la Meuse. Le passage de l'une à l'autre plaine n'est apparent que dans le paysage végétal : prairies humides sur la plaine de la Geleen, cultures sur les sols graveleux et les terres légèrement plus élevées de l'ancienne plaine B^r de la Meuse.

Entre Echt et Waldfeucht, un talus d'une vingtaine de mètres sépare le plateau limoneux : cône alluvial du Rhin, C^r, de la plaine de remblaiement de la Meuse, B^r. On se trouve ici devant un complexe morphologique capital : l'emboîtement d'une ancienne plaine de la Meuse à +40 m., dans le cône alluvial du Rhin, dont le rebord est ici à +60 m. Le talus de 20 m., très net dans la topographie, est un versant d'érosion de la Meuse dans des alluvions fluviales du Rhin. De plus les alluvions rhénanes du cycle C plongent sous les alluvions mosanes du cycle B (fig. 1).

Au programme était prévue encore la visite d'une gravière à Opitter, point 8, dans les alluvions de la plaine B^r, en contrebas du cône alluvial de la Campine, à des altitudes concordantes et avec une topographie analogue à celle d'Echt-Waldfeucht; des terrains tertiaires affleurent au pied du talus Opitter-Bree, séparant les deux cailloutis. A Bocholt, point 9, on aurait pu voir la surface du cône alluvial disparaître elle-même sous la plaine de remblaiement B^r (fig. 1).

L'origine de ces plaines d'accumulation se trouve incontestablement à l'aval, en relation, vraisemblablement, avec des changements du niveau de base, comme semble le prouver l'épaisseur des alluvions, croissante du Sud au Nord, résultant d'une vague régressive de remblaiement. On en peut encore trouver une seconde preuve dans le raccord des surfaces alluviales des complexes A, B, C, chaque plaine de remblaiement passant progressivement vers l'amont à une plaine d'érosion. Ce raccord s'établit pour chaque unité cyclique sur des parallèles différents et de plus en plus vers l'aval, à mesure que les formes sont plus jeunes, chacun des remblaiements ayant été moins puissant que le précédent. Le sens du plongement des dépôts fluviaux vers le Nord est aussi un indice qui permet de saisir la cause d'un remblaiement de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur : seul un changement positif du niveau de base marin, par mouvement eustatique ou par affaissement du sol à proximité du rivage, en abaissant lentement le profil fluvial au-dessous de sa pente limite, peut être tenu pour responsable d'une pareille accumulation.

RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS DE LA JOURNÉE

L'itinéraire de l'excursion avait été établi de manière à montrer les traits principaux de la morphologie fluviale de la Basse-Meuse aux endroits où ils sont le mieux représentés dans la topographie. Ils se composent de quatre complexes, appartenant à quatre unités cycliques successives. Entre Liège et Maastricht on a affaire à des surfaces d'érosion : plaine actuelle, terrasse inférieure, terrasse principale et terrasse supérieure, celle-ci faisant partie d'un haut niveau d'érosion à l'altitude absolue de 180-200 m. Ces surfaces alluviales successives étagées les unes au-dessus des autres ne sont pas parallèles entre elles et ne devaient pas l'être originellement, du fait qu'elles proviennent de plaines d'érosion de maturité A°, B° et C°, et sénile D°.

Le niveau 180 m. est limité dans les Pays-Bas au Limbourg méridional et se détache sous forme de banquette au Nord du plateau de Herve et du massif ardennais. Étant donnée la continuité parfaite de ce niveau d'érosion, il faut admettre que son aplanissement s'est effectué jusqu'à une altitude voisine de son niveau de base. M. Stevens a suggéré l'hypothèse qu'à aucun moment n'aurait existé un fort relief au voisinage de cette ancienne vallée mosane, ce qui expliquerait, au moins en partie, la perfection de la pénélplanation. L'idée est certainement à retenir, surtout dans des considérations générales sur l'histoire complète de la Meuse.

Le mouvement qui a porté le niveau d'érosion du cycle D à son altitude absolue de 180-200 m. n'a pas été accompagné ni suivi de déformation du sol. La constance de l'altitude absolue du replat sur plus de 100 km. en témoigne. Dès lors, il ne reste que deux hypothèses à envisager : ou bien un abaissement absolu du niveau marin, d'origine eustatique, ou bien un exhaussement du socle continental d'une rigidité telle que le relief originel d'un fragment de pénélaine aurait été conservé intact, sans avoir subi ni gauchissement ni déformation d'aucune sorte, chose qu'on n'imagine pas sans peine.

La preuve de la non-déformation des formes fluviales les plus anciennes de la Meuse s'applique aux formes plus jeunes : terrasse principale et terrasse inférieure, au voisinage immédiat les unes des autres. En effet, si celles-ci avaient été affectées par des déformations du sol, le niveau de 180 m., qui existait avant elles, en devrait porter les traces.

Vers l'aval, les surfaces d'érosion passent à des surfaces de remblaiement : la terrasse principale, C°, se poursuit par le cône alluvial, Cr, tandis que la terrasse inférieure, B°, et la plaine de maturité, A°, sont remplacées par des plaines de remblaiement, Br et Ar, cette dernière emboîtée dans la précédente. Leurs alluvions à toutes deux recouvrent les matériaux fluviatiles du cône alluvial Meuse-Rhin formant le sous-sol des Pays-Bas sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Les évolutions de la Basse-Meuse au cours de ses dernières périodes cycliques sont schématisées dans la figure 2.

Étant donnés les caractères topographiques et lithologiques des formes fluviales d'érosion et d'accumulation et leurs rapports réciproques, il semble que dans la recherche des causes de ces évolutions on puisse difficilement négliger, ne fût-ce que comme base de raisonnement, l'hypothèse de leur origine par oscillations du niveau de base marin, quelle qu'en soit la nature : eustatique ou isostatique, oscillations qui seraient plus ou moins directement en rapport avec les glaciations quaternaires. Il y aura lieu de revenir plus tard sur cette question de morphogénèse, dont l'exposé et la discussion déborderaient les limites de ces notes toutes d'observation.
