

## SÉANCE MENSUELLE DU 19 JUIN 1934

*Présidence de M. C. CAMERMAN, vice-président.*

Le procès-verbal de la séance du 15 mai est lu et approuvé.

Le Président proclame membres effectifs :

MM. VAN DEN BOSCH, JULES, entrepreneur de puits artésiens, 24, rue Basse, Wetteren, présenté par MM. F. Halet et A. Renier.

LECOMPTE, MARIUS, naturaliste au Musée royal d'Histoire naturelle, 31, rue Vauthier, Bruxelles, présenté par MM. V. Van Straelen et E. Maillieux.

Le Président annonce que S. M. le Roi Léopold III a daigné accepter d'être le Haut Protecteur de la Société.

Invitée à constituer le bureau de la Section de Géologie du Congrès des Sciences qui aura lieu à Bruxelles en 1935, la Société, de commun accord avec la Société géologique de Belgique, nomme :

*Président* : M. A. RENIER.

*Vice-président* : M. É. ASSELBERGHS.

*Secrétaire* : M. M. LEGRAYE.

Parmi les publications offertes à la Société, le Président attire l'attention sur « La Morphologie de la Belgique et ses rapports avec la Tectonique », travail que M. Stevens a fait paraître dans la *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* de l'Université de Paris.

### **Dons et envois reçus :**

1° De la part des auteurs :

8711 ... Société nationale des distributions d'eau. Rapports présentés par le Conseil d'administration et par le Comité de surveillance à l'assemblée générale du 5 juin 1934. Namur, 1934, 33 pages.

8712 *Liégeois, P.-G.* A propos de la note de M. Boutakoff sur les sources minérales du Kivu. Bruxelles, 1933, 2 pages.

- 8713 *Liégeois, P.-G. et Nys, L.* Le régime hydrologique des Hautes-Fagnes. Liège, 1933, 8 pages.
- 8714 *Norin, R.* Zur Geologie der Südschwedischen Basalte. Lund, 1934, 174 pages et 45 figures.
- 8715 *Stevens, Ch.* La Morphologie de la Belgique et ses rapports avec la Tectonique. Paris, 1933, 10 pages et 2 figures.

2° Nouveaux périodiques :

- 8716 *Shanghai.* The Journal of the Shanghai Science Institute. Section II, vol. I, nos 1, 2, 3, 4 (1933).
- 8717 *Pretoria.* Union of South Africa. Department of Mines. Geological Series. Bulletin, nos 1, 2 (1934).

### Communications des membres :

L. FLICK. — *Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Méhaigne* (1).

#### Un contact des sables tertiaires et des argiles wealdiennes, à Villerot (description géologique),

par RENÉ MARLIÈRE.

Sur le territoire de Villerot, la carrière n° 3 de la *Société d'exploitation de terres du Borinage* montre un curieux contact entre les argiles plastiques wealdiennes et les formations sableuses plus récentes. On y voit la coupe suivante (fig. 1) :

#### PLÉISTOCÈNE

a) *Terre arable*, sol de la forêt : Sable mêlé d'abondants débris humiques (0<sup>m</sup>50).

b) *Sable et sable argileux*, de couleur jaunâtre, à rouille ; outre les grains de quartz, de dimensions très inégales, abondent de petits grains subanguleux de phtanite et de silex ; la glauconie est très rare et en minuscules granules. Des stratifications entrecroisées et ondulées sont observables (1<sup>m</sup>50 à 1<sup>m</sup>70).

c) A la base de ces sables on note l'existence d'un *cailloutis* très peu épais, composé de fragments subanguleux de schiste houiller, de phtanite, de grès houiller (grès du Bois-de-Ville), mais où dominant surtout des galets de silex, parfaitement arrondis, entourés d'une croûte blanche dont la surface est craquelée et corrodée (galets diestiens) (0<sup>m</sup>02 à 0<sup>m</sup>05).

---

(1) Cette note, dont le manuscrit n'est pas parvenu au Secrétariat, sera publiée ultérieurement.

Dans la région hennuyère, les galets de silex tels que ceux qui viennent d'être décrits sont inconnus à la base des assises éocènes ; par contre, on les a souvent trouvés en association avec des fossiles quaternaires ou des restes d'industries lithiques. Dans les conditions de gisement que nous venons d'exposer, on leur reconnaît habituellement un âge quaternaire. Dans la coupe décrite, ils représentent la base du Pléistocène, croyons-nous.

## LANDÉNIEN

d) Sous le mince cailloutis précédent apparaît un *sable fin*, très argileux, vert foncé, bourré de gros grains de glauconie et renfermant quelques petits galets sporadiques ; fréquemment la glauconie est oxydée et une teinte brune envahit alors la roche. Quelques traînées jaunâtres, simulants des traces de vers, sillonnent parfois le sable (1<sup>m</sup>10 à 1<sup>m</sup>80).

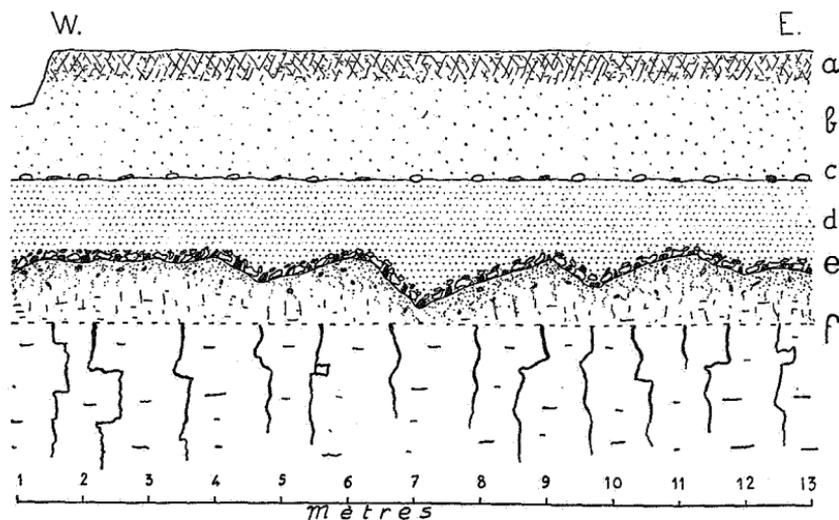


FIG. 1. — Coupe des formations superficielles de la carrière n° 3 de la Société d'exploitation de Terres du Borinage (Villerot).

La même échelle est adoptée pour les longueurs et les hauteurs.

e) La base du sable glauconieux est accompagnée d'un riche *cailloutis* ; on y trouve, outre des galets de roches primaires (phtanites, cherts, schistes siliceux, grès), d'abondants silex subanguleux, verdis et cariés, montrant fréquemment un flot de craie blanche peu silicifiée. En coupe, le cailloutis décrit des ondulations très accentuées, mais garde une épaisseur assez uniforme ; il importe de remarquer, en tout cas, que les cailloux ne sont pas accumulés dans les dépressions ; on ne peut donc admettre que leur dépôt se soit effectué sur une surface préalablement sillonnée de ravins, mais plutôt qu'il s'est fait sur un *ancien plateau, déformé subséquent* (0<sup>m</sup>10 à 0<sup>m</sup>20).

A défaut d'argument paléontologique, nous ferons appel à des observations d'ordre lithologique (nature du sable, présence de silex remaniés du Crétacé supérieur, absence de galets à facies diestien), pour attribuer au sable glauconieux et à son conglomérat de base un âge tertiaire, vraisemblablement landénien.

#### WEALDIEN

f) Sous le cailloutis tertiaire viennent des *argiles* compactes, très plastiques, gris-bleu ou rosées, peu ligniteuses, exploitées pour les besoins de l'industrie réfractaire. Ce sont les argiles dites d'Hautrage, attribuées au Wealdien (visibles sur plus de 12 mètres).

*Le contact TERTIAIRE-WEALDIEN.* — Au voisinage du cailloutis tertiaire, sur une hauteur d'un mètre au plus, la roche argileuse wealdienne a perdu de sa compacité, de sa plasticité ; en outre, elle est bigarrée de vert foncé (glauconie), de brun rouille (limonite), de jaune clair, d'une manière d'autant plus dense que l'on approche des sables tertiaires ; elle renferme aussi des galets. L'exploitant a d'ailleurs rejeté cette croûte superficielle des argiles.

Le géologue est attiré par ce *curieux mélange d'argile, de glauconie et de galets* et se demande s'il n'est pas en présence d'un terme qui ne serait ni tertiaire ni wealdien, mais qui pourrait représenter un témoin d'une des assises crétaciques connues dans les régions plus profondes du bassin de Mons ; et l'on se prend vite à penser à un facies des *Meules* ou au *Tourtia de Mons*. La question a été posée lors d'une récente excursion de la Société géologique du Nord, et la chose vaut d'être examinée, croyons-nous, d'autant plus que le *bossellement de la surface des argiles* ne manquerait pas d'intriguer ceux qui voudraient en expliquer la genèse par voie de dissolution, de ravinement ou de glissements en masse.

Regardons de près :

1. De *fossiles*, point (malgré de longues et fréquentes recherches).

2. Au voisinage du contact, la glauconie est répartie en masses, toujours bien délimitées, mais tellement abondantes, tellement enchevêtrées, qu'il n'est pas possible de suivre le contour de chacune d'elles. Un peu plus bas, les traînées glauconieuses se font plus rares ; on les suit plus facilement et l'on y reconnaît souvent des sortes de *rubans glauconieux* pénétrant l'argile, ou encore des sections, plus ou moins circulaires et plus ou moins déformées ; en un mot, le sable glauconieux semble *perforer* la masse argileuse fondamentale.

3. Le sable vert glauconieux, prélevé dans l'argile, est de même *nature lithologique* que le sable marin tertiaire (*d*).

4. Les *galets* ne sont pas répartis au hasard dans l'argile, mais ils *sont toujours enrobés dans le sable glauconieux*; ils sont constitués par des fragments de phtanite, de schiste siliceux, de grès blanc et aussi de petits fragments de *silex* montrant parfois un petit noyau de craie blanche. En somme, ces galets sont de même nature que ceux du cailloutis tertiaire; ils apparaissent en quelque sorte comme le prolongement de ce dernier par la base.

Cette description, je crois, est assez suggestive. Veut-on maintenant comparer les observations précédentes aux remarquables *contacts par racines* des craies du Hainaut (1)? — On reconnaîtra certainement de profondes différences dans la nature des roches en contact et dans leur aptitude à se déformer, mais on ne manquera pas de noter une frappante analogie des contacts.

En conclusion :

1. Je pense que le contact décrit nous met en présence d'un fond de mer tertiaire sur lequel s'est développée toute une faune benthique annélide. En creusant le substratum argileux de la plate-forme littorale en voie d'ensablement, les annélides ont entraîné au fond de leurs galeries les sables tertiaires et l'abondante glauconie qui venait s'y former.

2. Quant aux *déformations* de l'ancien plateau sous-marin, elles ne sont vraisemblablement pas sans rapport avec un certain tassement qui a pu suivre le remaniement des argiles par la faune benthique tertiaire.

3. Il n'apparaît pas qu'un terme supplémentaire soit ici interposé entre les argiles wealdiennes et les sables tertiaires.

---

### Spectre d'absorption de la viridine,

par F. CORIN.

La viridine, ou manganandalousite, fut découverte pour la première fois à Vestana (Suède); plus tard, on l'a retrouvée à Darmstadt (Allemagne), dans des hornfels manganésifères et dans les pegmatites qui recourent ces roches. Ces gisements, très localisés, sont inaccessibles à l'heure actuelle.

---

(1) On trouvera une bonne représentation de ces contacts par racines dans les *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. LVI, 1933, Bulletin, n° 10, pl. I.

Il n'en est donc que plus intéressant de faire constater que la gosseletite, minéral vert particulier à certains schistes granuleux manganésifères du Salmien de Salm-Château (Belgique) s'identifie à la viridine <sup>(1)</sup>, ce qui porte à trois le nombre de gisements actuellement connus.

La viridine est considérée comme une variété d'andalousite. Elle s'en distingue : chimiquement, par une teneur sensible en fer, en manganèse et en titane; optiquement, par sa couleur verte, son pléochroïsme intense, ses indices de réfraction plus élevés et son signe optique positif ; cristallographiquement, par son réseau triclinique. C'est un minéral de composition variable, comme le montre la comparaison de différents échantillons : l'intensité de coloration et de pléochroïsme, aussi bien que l'indice de réfraction et la biréfringence, variant continuellement et dans de larges limites.

Tout comme celle de l'andalousite, l'altération de la viridine aboutit au développement de produits phylliteux qui, à partir de la surface des cristaux, s'infiltrent le long des clivages et, finalement, rongent le minéral, pour s'y substituer par pseudomorphose complète.

Une nouvelle donnée, précieuse pour l'identification de la viridine, vient d'être acquise : tous les termes de la série isomorphe absorbent, dans la partie visible du spectre, certaines vibrations lumineuses bien définies. Le spectre de bandes qui en résulte est suffisamment intense pour qu'on puisse l'étudier à l'aide d'un simple oculaire spectroscopique. Il est déjà visible dans les coupes minces de 0.02 à 0.03 mm. pour les variétés très colorées, et dans les grains plus épais pour les autres.

Ce spectre d'absorption est caractérisé par trois bandes sombres, dont deux étroites, accolées vers le milieu du vert du spectre visible, et la troisième, plus large, à la limite du vert et du bleu. Ces bandes ne se résolvent pas en fines raies lorsqu'on les étudie à l'aide de l'oculaire spectroscopique. Elles s'estompent vers leurs bords.

En lumière polarisée, l'absorption diffère quelque peu suivant l'orientation considérée dans le cristal.

Les deux bandes situées dans le vert existent seules, très intenses, pour la vibration Ng (couleur du minéral : jaune brunâtre). L'une est centrée sur 550 millimicrons et l'autre, un peu

---

<sup>(1)</sup> F. CORIN, Identité probable de la gosseletite et de la viridine (manganandalousite). Occurrence de la viridine à Salm-Château. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LVII, pp. B 152-157. Liège, 1934.)

plus large, s'estompant surtout vers le jaune, s'étend entre 555 et 560 millimicrons.

Les mêmes bandes subsistent, très faibles et à peine distinctes, pour la vibration  $Np$  (couleur du minéral : jaune verdâtre pâle).

Une seule des deux bandes situées dans le vert, celle qui est centrée sur 550 millimicrons, subsiste, affaiblie, pour la vibration  $Nm$  (couleur du minéral : vert-bleu), mais la bande large et

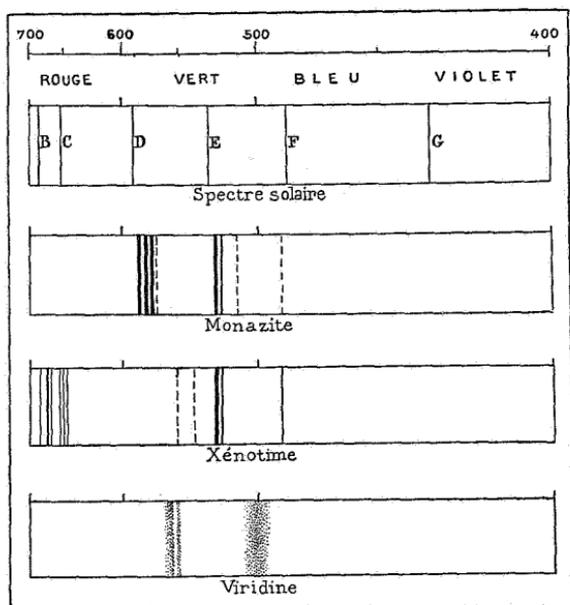


FIG. 1. — Schéma des spectres d'absorption de la viridine, du xénotime et de la monazite.

Au haut de la figure sont représentées les principales raies du spectre solaire et une échelle des longueurs d'onde, en millimicrons.

plane située à la limite du vert et du bleu du spectre se dessine entre 496 et 505 millimicrons.

La figure 1 schématise le spectre de la viridine et permet de le comparer aux spectres déjà bien connus du xénotime et de la monazite.

Des essais faits sur des minéraux de pléochroïsme comparable à celui de la viridine et, notamment, sur des échantillons d'aegyryne et de rhodonite verte, obligeamment communiqués par le British Museum, n'ont pas permis de découvrir le moindre spectre d'absorption. Celui de la viridine peut donc être considéré comme caractéristique.

### L'origine de la brèche crayeuse d'Havré,

par CH. STEVENS.

En Belgique, l'étude systématique des brèches est assez récente. Cela n'a rien d'étonnant : il a fallu la mise sous eau du canal du Centre, suivie, après guerre, de l'essor de l'industrie cimentière. Ce sont ces deux événements qui ont ouvert les vastes carrières s'échelonnant entre Nimy et Thieu.

Certes, il en existait avant 1914 ; mais elles étaient beaucoup moins nombreuses et moins étendues. Nous manquions donc d'éléments d'observation. On conçoit que nos connaissances sur les déformations mécaniques de la Craie aient été très limitées.

Dans la vallée de la Haine, on ne parlait guère de la brèche crayeuse. Quant à la fissuration, on la limitait pour ainsi dire aux affleurements Nord et Sud. On y voyait surtout l'effet de l'altération météorique.

Dans l'axe du synclinal crétacique, les craies étaient considérées comme remarquablement compactes, sauf dans la partie stratigraphiquement supérieure.

Cette mise au point d'opinions d'il y a vingt-cinq ans fera mieux comprendre qu'un long exposé tout le chemin parcouru.

Depuis, les progrès réalisés dans la vallée de la Haine, nous les devons :

1° A l'établissement par courbes de niveau de la carte du relief superficiel du Primaire (1).

2° Ce document, établi, a servi de base aux magistrales études de J. Cornet sur les déformations postprimaires. Elles sont trop longues à énumérer ici. Avant sa mort, il a heureusement pu les condenser dans une œuvre capitale (2).

Ces études de Cornet jettent sur la vallée de la Haine une clarté tectonique exceptionnelle.

A leur origine, la fissuration et la formation de brèches trouvent des phénomènes de rupture. Comment ces ruptures se sont-

(1) J. CORNET et CH. STEVENS, Carte du relief du Socle paléozoïque de la vallée de la Haine, échelle du 20.000<sup>e</sup>. (*Service géologique de Belgique.*)

(2) J. CORNET, Les mouvements saxoniens dans le Hainaut. (*Bull. de l'Académie roy. de Belgique* [Cl. des Sc.], 5<sup>e</sup> série, t. XIV, n<sup>o</sup> 3, pp. 109-126 [1923].)

elles produites? Il semble que la première cause à envisager soit une cause tectonique.

C'est l'idée que j'ai défendue le 17 juin 1933, lorsque notre collègue, M. Marlière, nous a conduits dans la vallée de la Haine. Je la résume comme suit :

1° Entre le sommet du Primaire et les craies se trouve un épais recouvrement marneux : les Dièves, les Fortes-Toises et même les Rabots.

2° Les études de Cornet montrent qu'après le Crétacé, la vallée de la Haine a subi de nombreuses déformations. La Cuve de Maurage, proche de Thieu, s'est même accentuée à l'époque quaternaire, puisque M. Raucq y a indiqué la convergence du réseau hydrographique (1).

3° Que peuvent devenir les craies, contraintes de s'adapter perpétuellement aux déformations de leur substratum ?

Dans de telles conditions tectoniques, il n'est guère surprenant qu'elles se soient fissurées et qu'il y ait eu formation de brèches. Ce qui étonne, c'est qu'il n'y en ait pas eu davantage.

Cette opinion n'est pas une conception théorique; elle est basée sur un fait connu : les déformations postcrétacées.

En ce qui concerne la Tectonique de la Craie, la présence d'un matelas plastique entre elle et le Primaire impose les distinctions suivantes :

1° Il y a une *Tectonique d'ensemble*, imposée par les déformations primaires. Ses traits essentiels se retrouvent à la fois dans le Primaire et dans la Craie.

2° Il y a une *Tectonique de détail*, une Tectonique d'adaptation. Bien qu'elle soit réglée par la première, ses traits se localisent uniquement dans la Craie. Elle comprend certaines fissurations, la formation de brèches et certaines failles dont le pied vient mourir dans le matelas plastique.

Cette distinction montre qu'il serait dangereux de se baser sur des observations de détail, recueillies dans la Craie, pour en tirer des conclusions au sujet de la Tectonique du Primaire.

Parmi les dislocations de la Craie qu'il convient d'attribuer à la Tectonique d'ensemble, nous citerons :

a) une plus grande densité de fissuration dans les zones anticlinales (2);

b) certaines failles, quand leur rejet est suffisant.

(1) M. RAUCQ, L'évolution du réseau hydrographique dans le Haut Pays du Hainaut central. (*Bull. Soc. belge de Géographie*, 1929.)

(2) CH. STEVENS, *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 48 (1925-1926), p. 113.

Tout en nous conformant à la prudence de M. Marlière, nous ne serions pas surpris de voir la faille de Thieu, qu'il a décrite, correspondre à une faille du Houiller.

Les brèches crayeuses de Thieu et d'Havré ont fait l'objet d'une étude de M. R. Marlière. Elle suit l'observation du terrain de très près. Il convient donc de s'y rapporter <sup>(1)</sup>.

En ce qui concerne la brèche d'Havré, J. Cornet avait pu la signaler <sup>(2)</sup>; mais les progrès des exploitations permettent une meilleure interprétation :

a) Contrairement à ce que pensait Cornet, la brèche d'Havré (comme celle décrite plus tard à Thieu) est une *brèche monogène*. Elle est formée uniquement aux dépens de la Craie encaissante : la Craie de Trivières.

b) L'examen des formations surplombantes les fait ranger dans le Pléistocène et non dans le Landénien supérieur, comme le pensait Cornet.

Ce dernier point est important, parce qu'en se basant sur cette attribution d'âge, la brèche ne pouvait s'être formée, aux yeux de Cornet, qu'antérieurement au Landénien.

Rappelons enfin un fait important :

A Havré, comme à Thieu, les brèches se trouvent dans le voisinage d'une faille. Je ne pense pas que ces failles aient exercé une action directe sur la formation des brèches. S'il en était ainsi, le caractère bréchique se manifesterait à leur contact : il devrait s'accroître même à mesure qu'on s'approche de la faille. Or, *c'est l'inverse qui se produit*.

En réalité, brèches et failles ne dépendent pas directement les unes des autres ; mais elles sont associées et dépendent d'une cause unique : la déformation tectonique.

Le simple examen de la carte du relief primaire indique que la brèche de Thieu se trouve dans une région très affectée par la Tectonique. Elle se localise sensiblement à la jonction des synclinaux de la Haine et du Thiriau et à proximité de la Cuve de Maurage.

La situation de la brèche d'Havré est aussi remarquable : elle est superposée à une étroite incurvation des courbes de niveau du socle primaire. S'il s'agit d'un synclinal transversal, il

(1) R. MARLIÈRE : a) La brèche crayeuse et la faille de Thieu *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 56 [1933] ; b) Compte rendu de l'excursion conduite le 17 juin 1933 dans le Bassin crétacé de Mons (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XLIII [1933], pp. 177-191).

(2) J. CORNET, La brèche crayeuse d'Havré. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 48 [1926], pp. 241-244.)

explique la formation d'un petit affluent Sud de la Haine. C'est un ruisseau qui répond au nom méridional de *Dordogne*.

Mais au Nord de la Haine, il n'y a pas d'affluent correspondant à la Dordogne. Au contraire, le flanc de la vallée est formé d'un promontoire, d'allure anormale, qui s'avance de 450 m. vers le Sud. Pour autant qu'on puisse en juger :

- a) Ce promontoire est uniquement formé par la brèche crayeuse d'Havré ;
- b) Ce caractère bréchique s'accroît du Nord au Sud.

Nous pensons que la brèche crayeuse d'Havré s'explique très aisément :

- a) Elle est d'âge pléistocène. La vallée de la Haine était déjà formée.
- b) Elle est un exemple de tectonique d'adaptation. Elle résulte du broyage des craies dans les mâchoires d'une petite unité

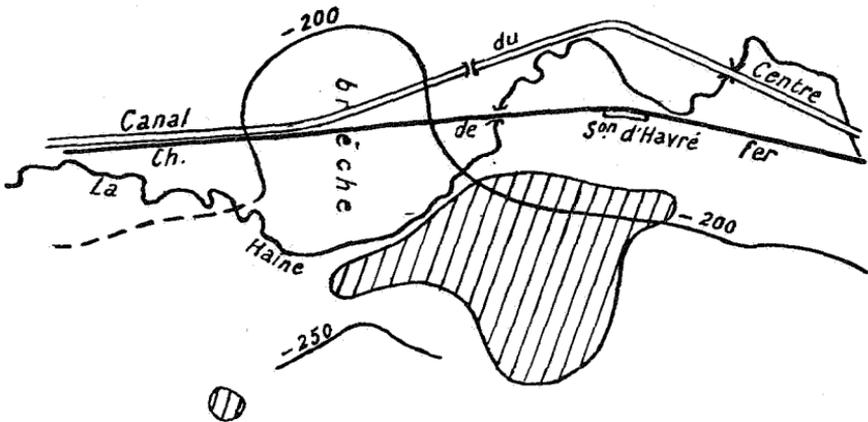


FIG. 1. — Emplacement de la brèche crayeuse d'Havré.

Les parties teintées d'un grisé correspondent aux zones épicentrales des tremblements de terre de 1887, telles qu'on peut les déduire des observations de M. E. DE MUNCK.

tectonique qui, sur la carte du socle paléozoïque, a l'apparence d'un synclinal.

c) La formation d'une brèche s'accompagne d'une certaine expansion de la roche. *Il lui faut de l'espace*. Cet espace, elle l'a trouvé dans le vide de la vallée de la Haine, déjà creusée.

Il faut noter que cette explication trouve un encouragement dans la vie tectonique qui semble encore animer la région d'Havré.

La carte topographique, qui date de 1867, indique une déformation sensible de la plaine alluviale.

Enfin les tremblements de terre sont étroitement localisés à la région qui nous occupe. C'est ce que démontre le tracé approximatif des zones épacentrales des sismes de 1887, tels qu'on peut les déduire des observations de M. E. de Munck <sup>(1)</sup>.

Depuis cinquante ans, il y a eu, *au moins*, huit sismes à Havré : en février 1887 ; le 20 septembre 1887 ; le 13 octobre 1887 ; le 29 octobre 1887 ; le 19 novembre 1887 ; le 27 novembre 1887 (ce dernier fut particulièrement intense) ; le 16 juillet 1905. Enfin, un sisme se manifesta au cours de l'hiver 1933.

En résumé :

- la forme du socle primaire ;
- les failles de la Craie ;
- la formation d'une brèche crayeuse ;
- la déformation de la plaine alluviale ;
- l'activité sismique

sont autant d'indications de l'activité tectonique plio-pléistocène de la région d'Havré, activité qui se poursuit encore aujourd'hui.

### Le Démer transséquent,

par CH. STEVENS.

Au mois d'octobre dernier, j'ai voulu résumer les observations poursuivies depuis 1931 au sujet de l'influence de la Tectonique sur la Morphologie belge et j'ai voulu les confronter avec des travaux similaires <sup>(2)</sup>.

Cet essai de synthèse tend à confirmer une opinion exprimée il y a vingt-cinq ans par M. A. Briquet <sup>(3)</sup>. Elle concerne l'âge du réseau hydrographique belge, âge qui ne peut être antérieur au Pliocène supérieur.

Il montre aussi qu'à l'époque plio-pléistocène, notre sol a été l'objet de déformations tectoniques importantes. Elles se sont

(1) E. DE MUNCK, Les tremblements de terre d'Havré, près de Mons. (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. I [1887], pp. 184-186, et pp. 202-203, pl. VIII.)

(2) CH. STEVENS, L'âge du réseau hydrographique belge. La Tectonique plio-pléistocène en Belgique. (*Ann. Soc. scientif. de Bruxelles*, t. LIII, série B, 26 octobre 1933, 3<sup>e</sup> section, pp. 249-270.)

(3) A. BRIQUET, La pénélaine du Nord de la France. (*Ann. de Géographie*, Paris, 15 mai 1908, pp. 203-205.)

traduites à la surface par des gauchissements ; elles n'ont pas été simultanées et certaines déformations continuent à se manifester d'une façon sensible (1).

J'avais signalé aussi quelques anomalies. Depuis, j'ai pu montrer que certaines d'entre elles ne sont qu'apparentes.

En Moyenne-Belgique, on pourrait s'étonner de voir les formes topographiques s'expliquer quand on fait abstraction du recouvrement de limons. La raison en est simple : leur terme supérieur est représenté par le *limon hesbayen*, ancienne désignation d'un limon apparenté au *læss*. D'origine éolienne, il a colmaté les formes anciennes, sans les effacer complètement.

S'il faut tenir compte des remaniements modernes et des complications qu'ils entraînent dans l'interprétation géologique, il n'est peut-être pas un vallon en Moyenne-Belgique où ce fait ne puisse s'observer (2).

D'autre part, l'examen des vallées sèches de la Hesbaye liégeoise ne permet plus de considérer cette région comme « un plateau, attaqué péniblement sur ses bords par de jeunes érosions ». Elle est sillonnée par des vallées qui vont du Sud au Nord ; elles naissent au bord même de la vallée de la Meuse et l'alignement de leurs sources contribue à démontrer que le sillon de Sambre-Meuse s'est formé à une date relativement récente du Quaternaire.

Aujourd'hui, je désire insister sur un des traits les plus caractéristiques de la Morphologie belge : *la formation tardive du Rupel-Dyle-Démer*.

Résumons ce que j'ai dit à son sujet :

1° Il enveloppe sensiblement au Nord l'extension souterraine du massif cambro-silurien du Brabant. Donc, si cette rivière est superposée à une dépression tectonique, cette dernière est entièrement à sa place.

2° Si l'état actuel de l'exploration du socle primaire ne permet pas encore d'affirmer qu'une telle dépression se soit formée, il existe un certain nombre de considérations qui conduisent à conclure que l'origine tectonique de cette vallée est tellement probable qu'elle est presque certaine :

a) Il est impossible d'expliquer cette origine par le jeu normal de l'érosion.

(1) A. RENIER, Remarques sur une faille en mouvement à Gosselies (bassin houiller de Charleroi) (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XLIII [1933], pp. 417-414). — CH. STEVENS, Les Déformations actuelles du sol (*Revue des Questions scientifiques*, Louvain, t. 25 [20 mars 1934], pp. 194-224).

(2) CH. STEVENS, Les vallées sèches de la Hesbaye liégeoise. (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XLIV [1934], pp. 27-41.)

b) Le cours supérieur du Démer coïncide avec la faille de Bilsen (1).

c) La ligne de partage Escaut-Meuse subit vers l'Est une extension étonnante. Or, c'est l'ensemble Rupel-Dyle-Démer qui en porte la responsabilité.

d) M. B. Van de Poel a signalé l'indépendance d'allure des affluents Nord et des affluents Sud du Démer (2).

e) La morphologie de la vallée du Démer montre qu'aux environs d'Aerschot le sillon est bordé de part et d'autre par des zones anticlinales.

Au Nord, cette disposition a formé le *Pays de Ramsel*, à hydrographie divergente.

Au Sud, il y a eu, dans le Hageland, scission du Zwartebek et captures multiples au profit du Démer.

f) A l'Ouest de l'Escaut, dans le Pays de Waes et dans le prolongement approximatif du Rupel, il y a eu formation de la dépression marécageuse d'Exaerde.

g) Dans la région de Rupelmonde, le passage de la dépression Rupel-Dyle-Démer se marque par un élargissement et, très probablement, par un approfondissement des alluvions de l'Escaut.

h) Au Nord de Rupelmonde, dans la région d'Hoboken, la base des alluvions de l'Escaut semble avoir été affectée par un relèvement.

i) A l'Est de la Meuse, le rôle du Démer semble repris par la Geule, qui contourne le massif du Brabant dans le Limbourg hollandais.

Quand on examine la Carte géologique, on est surpris du désaccord existant entre le contour du Hageland et le tracé du Démer.

S'il est, en Moyenne-Belgique, un domaine morphologique qui soit individualisé, c'est bien le Hageland. Sauf au Nord-Est, où sa limite est indécise et où il se relie à la Campine, il forme un promontoire nettement tranché, dont la proue s'avance sur les terrains éocènes et oligocènes du Brabant.

En formation massive, il possède une avant-garde sur la rive gauche de la Dyle. Comme toute unité militaire, cette avant-

(1) E. VAN DEN BROECK, Explication de la feuille de Bilsen (*Service de la Carte géologique du Royaume*). Bruxelles (1883). — F. HALET, Les failles de la région du Haut-Démer (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XXXV [1925], pp. 120-148).

(2) B. VAN DE POEL, *Esquisse d'une monographie géographique de la Campine*. Louvain, Uystpruyst (1932).

garde possède une pointe d'avant-garde et des extrêmes-pointes. Leurs patrouilleurs vont essaimer des buttes-témoins très loin dans les Flandres et jusqu'en Angleterre.

Si l'unité morphologique du Hageland est nette, son unité géologique n'est pas moindre. La Carte géologique montre qu'il s'agit d'un plateau relativement protégé contre l'érosion par un élément résistant : les sables ferrugineux du Diestien (Pliocène inférieur), souvent changés en grès grossiers.

L'irrégularité de la teneur initiale en glauconie a permis le creusement de sillons là où elle était moindre. Le plateau primitif est donc finement ciselé. Mais on peut dire que là où se

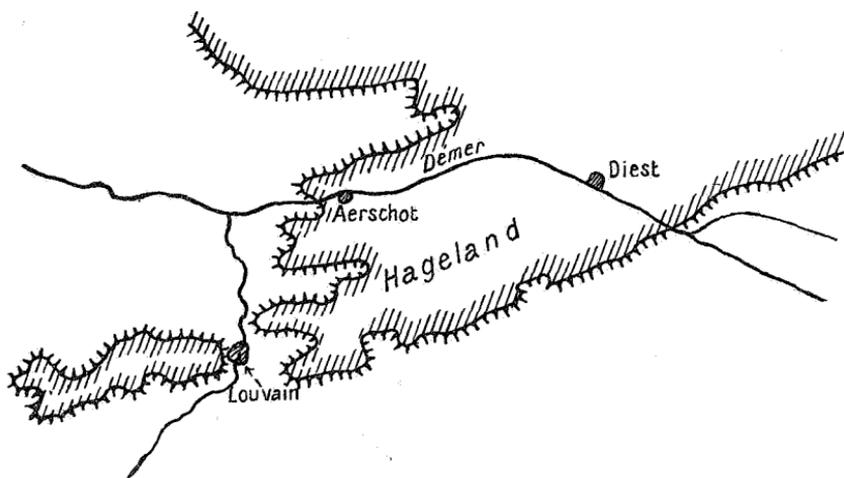


FIG. 1. — Indépendance du tracé du Démer et du contour du Hageland.

terminent les sables diestiens se termine aussi le Hageland. Du pourtour, on descend sur les plaines voisines par des « côtes » ou « cuestas ».

Nous en tirerons cette importante conclusion :

*Au point de vue morphologique, le Hageland, grâce à la protection que lui accordent les sables diestiens, représente un état d'évolution du relief moins avancé que celui du pays environnant.*

Mais quand on passe à la vallée du Démer, on rencontre un élément morphologique totalement discordant. En amont de Diest, elle pénètre dans le Hageland ; elle en sort en aval d'Aerschot. Il existe un désaccord entre deux cycles d'érosion. Ils ne peuvent être contemporains.

Celui qui a formé la vallée du Démer est le moins ancien, puisqu'il représente une érosion en cours; il est postérieur aux érosions qui ont sculpté le rebord du Hageland. Mais la question se pose :

*A quelles causes les érosions qui ont sculpté le promontoire du Hageland devaient-elles leur orientation ?*

Le Hageland est donc le vestige morphologique d'un passé qui n'est guère lointain. L'axe du promontoire passe aux environs de Diest, de Louvain et de Sterrebeek. C'est sensiblement selon cet axe que coulait le Zwartebeek.

Sa direction est celle des axes varisques de la chaîne hercynienne. Il n'est donc pas impossible que, dans son ensemble, le Hageland corresponde à un anticlinal rajeuni <sup>(1)</sup>, c'est-à-dire à un gauchissement anticlinal, de très grand rayon, peu perceptible dans une coupe de détail, mais suffisant pour avoir placé temporairement un ensemble de couches géologiques à l'abri de l'érosion régressive.

S'il en est ainsi, on peut concevoir *deux actions tectoniques consécutives* :

la première, imposée par les déformations varisques sur le recouvrement postprimaire ;

la seconde, développée sur la bordure Nord de l'anticlinal du Brabant.

En réalité, nous ignorons encore la nature exacte de cette dernière. Tout ce que nous savons; c'est qu'elle a eu pour effet de déformer le recouvrement postprimaire. Peut-être trouverons-nous un indice dans un travail récent sur la Tectonique d'ensemble de l'Ardenne hercynienne :

« S'il est vrai, comme je le pense, que sur le flanc Sud du massif du Brabant, des écaillés 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 <sup>(2)</sup>. »

*Un des résultats de la formation tardive du Démer fut son pouvoir transséquent, c'est-à-dire qu'il put tronçonner un réseau hydrographique préexistant.*

(1) CH. STEVENS, Anticlinaux séniles et anticlinaux rajeunis : leurs caractères morphologiques. (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XLII [1932], pp. 146-149.)

(2) F. KAISIN, L'Ardenne hercynienne. (*Revue des Questions scientifi.*, t. XXV [mai 1934], p. 369.)

C'est dans le Hageland même que nous en avons trouvé la plus belle application. La vallée inférieure du Zwarteebek y existe toujours, un peu affectée, il est vrai, par des déformations ultérieures et par l'action de l'érosion <sup>(1)</sup>.

Mais on peut se demander pour quelles raisons cette action transséquente n'est visible que dans le Hageland.

Ainsi posé, le problème n'est pas tout à fait exact. Avant la formation du Démer, le réseau hydrographique de la région avait obéi à deux actions tectoniques conjuguées :

L'une, *la surélévation du Limbourg*, a donné naissance à un réseau hydrographique conséquent, dirigé vers le Sud-Ouest ;

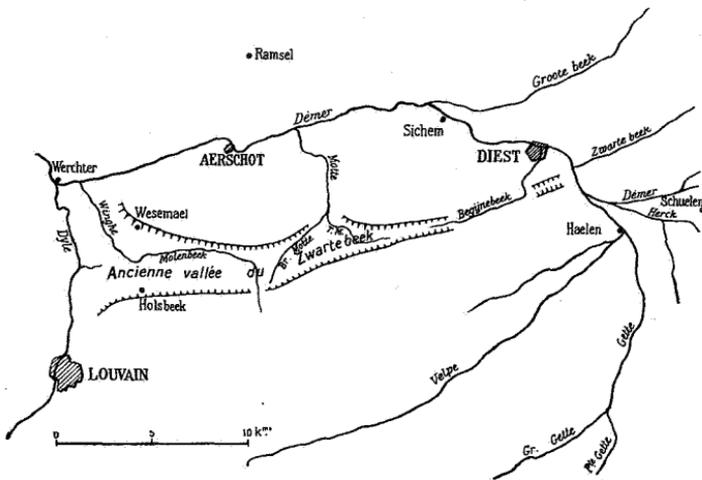


FIG. 2. — L'ancienne vallée du Zwarteebek.

L'autre, *la succession des plis varisques*, dans lesquels ce réseau s'est logé. Ils sont sensiblement perpendiculaires à la surélévation du Limbourg ; mais leurs effets s'atténuent graduellement vers le Nord, à mesure que croît l'épaisseur des terrains de recouvrement.

Pourtant, ils nous ont laissé des vestiges importants. Leur parallélisme est tel que leur origine est peu contestable. En Moyenne-Belgique, nous retrouvons la disposition tectonique signalée, il y a déjà longtemps, par G. Dollfuss, dans le Bassin de Paris <sup>(2)</sup> :

(1) CH. STEVENS, La Morphologie du Hageland et le centre de dépression de Haelen-Schuelen. (*Soc. scientif. de Bruxelles*, t. 51, pp. 192-200.)

(2) G. DOLLFUSS, Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son Hydrographie. (*Ann. de Géographie*, t. IX, pp. 5-51. Paris, 1900.)

Ce sont, du Sud au Nord :

*le sillon de Sambre-Meuse ;*

*le Geer ;*

*la Petite-Gette, entre Esemael et Heelenbosch ;*

*la Grande-Gette, entre Tirlemont et Budingen ;*

*la Velp, prolongée par le Mangelbeek ;*

*le Zwartebeek et son ancien cours dans le Hageland ;*

*le Démer, de Werchter à Sichem, prolongé par le Grootte beek ;*

*le réseau des Nèthes.*

Ce réseau étant établi, nous observons :

1° *L'emboîtement des plis.* Ce phénomène se produit lorsque deux axes tectoniques se recoupent selon des angles très aigus. Il s'observe :

a) Dans la vallée du Démer, entre Werchter et Sichem, où la vallée se surcreuse dans celle du Groottebeek. Aussi, est-ce là que l'allure synclinale de la vallée est la plus marquée. Elle y est bordée au Nord par l'anticlinal de Ramsel.

b) Dans la vallée de la Grande-Gette, où l'axe du bassin de la Gette emboîte un axe varisque entre Tirlemont et Budingen. En amont de Tirlemont, cet axe est d'ailleurs suivi par le *Molenbeek*, qui vient de Meldert.

c) Dans la vallée de la Petite-Gette.

2° *Les stades différents de l'évolution morphologique du bassin de la Gette et du Hageland.*

Dans le bassin de la Gette, l'influence des plis varisques s'estompe. Le beau réseau conséquent, venant du Nord-Est, nettement tronçonné par le Démer en amont de Haelen-Schuelen, ne possède plus au Sud que des prolongements douteux. Cela n'a rien d'étonnant. Il faut tenir compte :

a) de l'effet perturbateur des rivières convergeant vers le Centre de dépression de Haelen-Schuelen, telles que la Herck et la Gette ;

b) de l'enlèvement des sables diestiens (Pliocène inférieur) par la dénudation. Elle a mis à nu des roches dont la résistance à l'érosion est notablement plus faible.

*Par rapport au Hageland, le bassin de la Gette offre un contraste marqué. Il possède un caractère de maturité et même de sénilité très avancé.*

Comme nous l'avons dit : dans le Hageland, la survivance de sables diestiens, à une altitude relativement élevée (plus de

100 m. à l'Est de Louvain), a conservé pour cette région un stade d'évolution morphologique exceptionnel en Moyenne-Belgique.

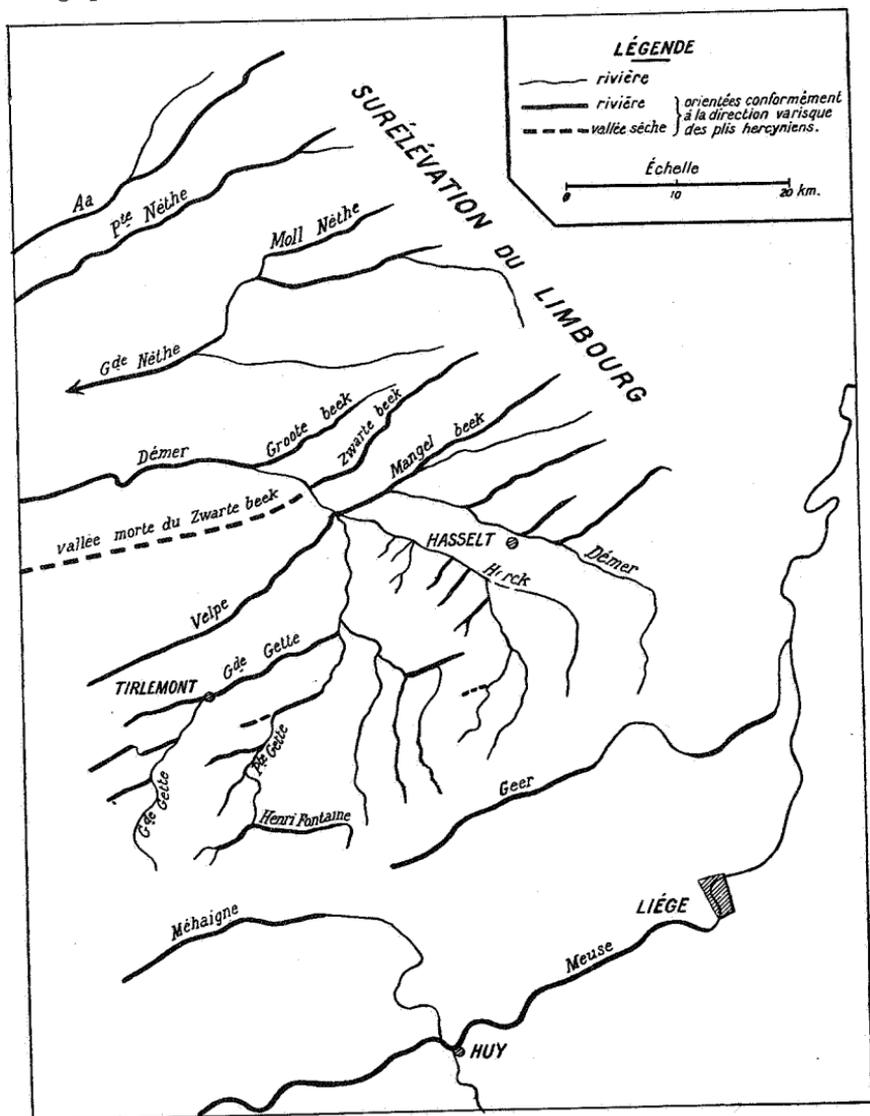


FIG. 3. — Le réseau hydrographique de la partie orientale de la Moyenne-Belgique.

En Belgique, nous trouvons donc la trace de déformations tectoniques qui orientaient l'érosion *avant* la formation de

rivières transséquentes: Sambre-Meuse, Haine, Geer, Démer, etc.

*La formation de ces rivières transséquentes est l'un des caractères les plus nets de l'évolution du réseau fluvial belge.*

Cette évolution implique aussi une évolution tectonique plio-pléistocène dont les traits essentiels commencent à se dégager.

On pourrait s'étonner de leur complexité. Ce serait bien à tort. Ce que nous observons aujourd'hui ne représente que les effets des dernières déformations du sol.

Or, il existe chez nous des indices sérieux d'un cycle d'érosion plus ancien. Presque partout il avait atteint un degré extrême de maturité. Les preuves en sont indiscutables ; mais il serait puéril de retracer, même en imagination, le réseau hydrographique belge tel qu'il existait *au début* du Quaternaire. Tout ce que nous savons, c'est qu'il s'écoulait du Sud au Nord ; qu'en Ardenne il a déchaussé le socle primaire et qu'il est allé en accumuler les débris dans la Campine septentrionale, notamment au Nord de la province d'Anvers.

Depuis 1908, nous savons, d'après M. A. Briquet, que l'âge du réseau hydrographique belge ne peut être plus ancien que le Pliocène supérieur <sup>(1)</sup>.

Il se basait sur l'extension considérable, tant en France qu'en Belgique, des oolithes siliceuses, empruntées à la base d'un étage géologique — désigné comme étant le Tégélien.

Les récentes études de M. F. Halet tendent même à rajeunir encore cet âge. En effet, M. Halet avait rencontré ces oolithes à la base des sables de Moll, dont il considère aujourd'hui l'âge icénien comme vraisemblable <sup>(2)</sup>.

Il est vrai que les oolithes des sables de Moll peuvent avoir été remaniées. Néanmoins, il est curieux de noter qu'avec le progrès des synthèses géologiques, l'âge que nous devons attribuer au réseau hydrographique rajeunit de plus en plus.

Pourtant, lorsque nous examinons la pénéplaine qui s'étend en Moyenne-Belgique, nous observons une dénudation considérable. On ne trouve plus de Pliocène supérieur ; le Pliocène inférieur est relégué dans le Hageland, dans la Campine et au sommet de quelques buttes-témoins.

(1) A. BRIQUET, *op. cit.*

(2) F. HALET, Sur la présence, à Merxplas, du gravier à Kieseloolithes et des sables blancs dits « de Moll » (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. 27 [1913], pp. 92-95). — Observations nouvelles sur l'âge des dépôts dits amstéliens de la partie septentrionale de la Campine anversoise (*ibid.*, t. 43 [1933], pp. 394-409).

On ne trouve plus guère d'oolithes siliceuses, sauf sur la haute terrasse de la Meuse, où, mêlées à d'autres cailloux roulés, elles ont été probablement ramenées de France pour former un dépôt de remaniement fluvial.

On les trouve aussi dans les endroits que l'érosion a respectés : Hautes-Fagnes, collines de Renaix, crête de Marlagne (Saint-Héribert).

Ailleurs, elles semblent avoir découragé la persévérance des chercheurs.

*La pénéplaine de la Moyenne-Belgique* est visible partout. Elle présente encore de vastes étendues que le cycle actuel d'érosion n'a pas touchées. Elle s'apparente à la pénéplaine ardennaise. Mais ce n'est pas la pénéplaine telle que l'entendait M. Briquet.

Elle est évidemment d'âge quaternaire et correspond même à une époque relativement avancée du Quaternaire. La pénéplaine de M. Briquet découle de la régression de la mer du Pliocène supérieur. Il n'en subsiste plus que des vestiges. C'était en réalité un ancien fond de mer, une ancienne plaine côtière.

La pénéplaine de la Moyenne-Belgique n'est pas parfaite. En de nombreux endroits on rencontre des collines ou des hauteurs. Il se peut que certaines d'entre elles correspondent à des témoins protégés contre l'érosion par des roches résistantes.

Dans de nombreux cas, il s'agit de vestiges d'anticlinaux rajeunis. Tel est le cas des collines de Renaix, du Hageland et du plateau d'Anderlues.

La pénéplaine est le terme extrême d'un cycle d'érosion. Celle que nous observons dans le Brabant est donc le terme d'un cycle qui a débuté à l'exondation du sol belge au Pliocène supérieur. C'est surtout à ce cycle que nous devons l'aspect bariolé de la Carte géologique actuelle, fruit de la dénudation.

Plus tard, il s'est produit une nouvelle surrection du sol : régression marine ou déformation tectonique ?

Nous croyons plutôt à l'influence de cette dernière.

Il s'agit de la surélévation d'ensemble de toute la région située au Sud du bord Nord de l'anticlinal du Brabant. C'est la seule où l'on observe incontestablement le rajeunissement du relief.

A titre d'exemple, je signalerai le rajeunissement de la vallée de la Woluwe, si caractéristique entre les bornes 6 k. 8 et 8 k. 7 de la route de Bruxelles à Louvain.

Il semble, d'ailleurs, qu'au moment où s'est produite la surélévation, le réseau hydrographique ait atteint la plupart de ses

traits actuels. C'est ce que démontre l'existence de coudes de capture surimposés, tels que le coude de capture de Saventhem (vallée de la Woluwe, 7 km. Nord-Est de Bruxelles).

Il en était probablement ainsi du sillon de Sambre-Meuse, dont la haute-terrasse se trace sur cette pénéplaine.

Au Nord de cette pénéplaine surélevée, nous descendons dans la Basse-Belgique, limitée conventionnellement par la courbe de niveau de 20 mètres. Pour autant qu'on puisse en juger dans l'état actuel de l'exploration du socle primaire, la limite entre les deux régions semble coïncider avec un resserrement des courbes de niveau de la surface de ce socle.

*Il y aurait encore une fois coïncidence entre les traits essentiels de la morphologie de surface et la morphologie profonde.*

La Basse-Belgique est sillonnée par des vallées présentant les caractères d'une extrême sénilité. En général, le tracé des rivières est descendu verticalement, de proche en proche, à mesure que progressait la dénudation. Il témoigne d'un état des lieux d'une altitude plus élevée. Le fait est très net dans le *Pays de Ramsel* (1).

La région représente sensiblement la pénéplaine quaternaire avant la surélévation de la Moyenne-Belgique.

Si l'on en excepte quelques déformations, comme celles qui ont donné naissance au Bas-Escaut, au tronc Rupel-Dyle-Démer, etc., le pays n'a plus connu que des gauchissements d'énorme amplitude.

Par contre, la faible altitude du sol, la faible résistance du terrain ont rendu les tracés de rivières très sensibles aux moindres variations d'axes. Les exemples en abondent aux environs de Gand, entre Gand et Termonde, aux environs de Malines, de Werchter et de Haelen-Schuelen.

Dans un pays d'aussi faible relief, le jeu de ces déplacements tectoniques est particulièrement difficile à étudier. Parfois même il n'est guère démontrable.

Nous venons de voir qu'au moment de la surrection de la Moyenne-Belgique, les traits actuels du réseau hydrographique étaient acquis.

Mais nous avons gardé des preuves concrètes d'un réseau hydrographique différent du réseau actuel.

---

(1) CH. STEVENS, Le Pays de Ramsel. (*Soc. scientif. de Bruxelles*, t. 53 [1933], pp. 41-45.)

Peut-être ne s'agit-il que de rivières de minime importance ; mais cela n'est pas démontré.

Ce sont les formations fluviales localisées à la base des limons quaternaires et qu'on rapportait au Moséen, même dans des parties de la Moyenne-Belgique qui n'appartiennent pas au bassin de la Meuse (1).

Il en est qui possèdent leurs thalwegs propres et qu'on ne peut rapporter aux hautes-terrasses (2).

L'étude de cet ancien cycle d'érosion et de ses rares vestiges mériterait à elle seule de longues recherches. Peut-être se feront-elles un jour.

En attendant, *je me bornerai à signaler, pour la Moyenne-Belgique, l'existence incontestable de deux cycles d'érosion successifs, attribuables tous deux à l'époque continentale actuelle.*

### **A propos d'un affleurement de Houllier de la vallée de la Gulpe,**

par ARMAND RENIER.

La Gulpe, sous-affluent de la Meuse, se jette dans la Gueule ou Geul, à Galoppe ou Gulpen, à 14,5 km. à l'Est de Maestricht, par 92 m. d'altitude. Ses sources sont, vers la cote 285, sur la retombée septentrionale du plateau de Herve, réduit vers son extrémité orientale à une arête qui culmine, à l'altitude de 354 m., à Henri-Chapelle, au couvent de Bel-Ceil, à la séparation des bassins de la Gulpe, de la Berwinne et de la Gueule.

En ce point, les hauts sont en craie blanche sénonienne, recouverte de son manteau d'altération, l'argile à silex. Les sources sont au contact de la craie grise, glauconifère, épaisse de quelques décimètres et située à la base de la craie blanche, et de la marne grise qui termine supérieurement la smectite de Herve. D'autres sources, moins abondantes, se font jour au-dessous de la smectite, dans les sables, en lits ordinairement

(1) J. CORNET, Sur les dépôts pléistocènes confondus avec le Landénien continental. (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique [Cl. des Sc.]*, 4 juillet 1925, pp. 281-291.)

(2) CH. STEVENS, Etude du Landénien supérieur dans le Hainaut. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. XLI [1914]. Mém., pp. 22 et 23, fig. 18.)

peu épais, interstratifiés de mises d'argile, qui représentent l'assise d'Aix-la-Chapelle, l'Aachénien de Dumont.

L'allure d'ensemble des formations crétaciques est subhorizontale, avec inclinaison légère vers le Nord-Ouest.

La Gulpe coule d'abord sur la smectite, puis sur les sables et argiles d'Aix-la-Chapelle, où elle forme des marécages; elle atteint ensuite le substratum rocheux, d'âge paléozoïque, et entaille même le Houiller sur une faible longueur. Enfin elle traverse à nouveau et successivement les assises crétaciques, mais en ordre inverse, du bas au haut : sables et argiles d'Aix-la-Chapelle, smectite, craie blanche <sup>(1)</sup>.

Le Houiller n'affleure qu'au plus profond de la vallée et sur une très faible longueur. Rien n'a, que je sache, été publié à son sujet. On relève dans les notes d'André Dumont, sous la date du 26 mai 1849, et le numéro 4066 (n<sup>os</sup> rouges), la mention : « Au S. du moulin à farine, à 600 m. à l'O. de Hombourg, terrain houiller ». De son côté, Henri Forir, chargé du levé de la feuille n<sup>o</sup> 123 (Henri-Chapelle) de la Carte géologique à l'échelle du 1/40.000, dressée par ordre du Gouvernement, notait, le 12 octobre 1891, sous le n<sup>o</sup> 297 [actuellement n<sup>o</sup> 38 du dossier Henri-Chapelle (n<sup>o</sup> 123 g.) des archives de la Carte géologique], à 180 m. au Sud du moulin de Hombourg : « Psammite houiller très micacé dans le lit de la Gulpe et au Nord du chemin, puis sable blanc à 150 m. de la Gulpe. »

Le chemin suivi par Forir traversait la Gulpe à environ 800 m. en aval du pont de la grand'route de Visé à Henri-Chapelle. Ce chemin a été supprimé à la suite de la construction du chemin de fer de Battice à Plombières, qui a entraîné l'ouverture, à 140 m. à l'amont de l'ancien chemin, d'une route carrossable reliant à la station de Hombourg la chaussée de la Gulpe, de Henri-Chapelle à Teuven.

L'affleurement que j'ai eu l'occasion d'examiner, est à 6 m. à l'aval de la tête aval du ponceau édifié sur la Gulpe lors de la construction de la route d'accès. Situé à 1 m. au-dessus du lit desséché du ruisseau, dans le talus Nord-Est, il est haut de moins de 1 m. et puissant de 40 à 50 cm. Ce pointement rocheux est en une roche jaune brunâtre (par altération), micacée, argilo-

(1) Pour les cartes géologiques, voyez surtout : H. FORIR, 1897, Feuilles n<sup>os</sup> 109 et 123, Gemmenich-Botzelâer et Henri-Chapelle, de la Carte géologique à l'échelle du 40.000<sup>e</sup>, dressée par ordre du Gouvernement; G. UHLENBROECK, 1905, Le Sud-Est du Limbourg néerlandais. Essai géologique. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. XXXII, pl. V-VI.)

gréseuse, assez grossière. On pourrait la qualifier de schiste psammitique. Elle renferme de rares radicelles obliques à la stratification et d'assez nombreux axes, probablement des rhizomes, d'un *Calamites* à côtes très étroites, alternant mal aux nœuds, qu'on pourrait étiqueter *C. cistiiformis* Stur. Inclinaison des strates : 35° Nord-Ouest; direction Nord 60° Est (environ).

Le socle houiller ne semble pas être entamé par le cours d'eau à l'amont de ce point, ou, plus exactement, de la route d'accès à la station. Le fond de la vallée y est plat et recouvert d'un tapis bien continu de prairies. Cependant, la situation naturelle semble avoir été, à diverses reprises, bouleversée par suite de la création du moulin. A partir d'un point, situé à 140 m. en amont de la route d'accès à la station, un bief de dérivation se dirige vers le flanc Nord oriental de la vallée, qu'il longe sur 510 m. avant d'atteindre le moulin. D'après ces cartes plus anciennes, la Gulpe coulait en ligne droite de l'origine du bief jusqu'au moulin, soit sur environ 450 m. A présent, le lit ancien a été comblé à l'amont de la route d'accès et une dérivation nouvelle, longeant la route d'accès sur son côté amont, relie le bief au lit ancien du ruisseau. Il se pourrait donc que, abstraction faite des travaux d'aménagement, il faille situer l'origine de la « gorge » de la Gulpe — qui sait ? — à 150 m. en amont de la route d'accès.

La « gorge » de la Gulpe est de dimensions minuscules. Profondeur maxima : 2 à 3 m.; largeur : 4 à 5 m.; longueur apparente : 300 m., de la route d'accès au moulin. Mais l'entaille est nette et sur ses bords, surtout dans la prairie située immédiatement à l'aval de la route d'accès, se voit clairement découverte, formant un palier de faible largeur, la surface sur laquelle se sont déposées les premières formations d'âge sénonien. Sables et argiles d'Aix-la-Chapelle, plus ou moins éboulés et remaniés, se devinent, sur l'un et l'autre flancs, aux formes molles des prairies, par delà les limites du palier signalé à l'instant.

Pour établir la situation en toute clarté, pour dresser une coupe très précise, il faudrait sonder, percer le tapis des prairies et toucher le socle paléozoïque. Forir a procédé de la sorte en quelques rares points lors du levé de la Carte détaillée pour reconnaître les sables et argiles d'Aix-la-Chapelle; mais, en vérité, ce fut sans grand résultat. Au reste, une campagne de sondages, même plus poussés, qui ne s'accompagnerait pas d'un

levé topographique et surtout altimétrique très précis resterait sans signification.

\*  
\* \*

Telle quelle, la situation de la vallée de la Gulpe, aux environs de Hombourg, ne laisse de paraître intéressante. Le Houiller y affleure à la jonction, sous un angle très ouvert, de deux tronçons sensiblement rectilignes du cours du ruisseau : l'un amont, long de 4 km.; l'autre aval, long de 7 km., qui prend fin à 1 km. en aval du village de Slenaeken, en un point où le ruisseau s'oriente vers le Nord-Est, pour aller déboucher à angle droit dans la Gueule. Sans doute, ce troisième et dernier tronçon, long de 5,5 km., fut-il jadis celui du cours d'un affluent de la Gueule qui a depuis longtemps capté la Gulpe.

Quoi qu'il en soit, on peut, à défaut d'un nivellement de précision, tenter d'utiliser la carte topographique militaire à l'échelle du 1/20.000 pour construire un profil longitudinal du cours d'eau, puis, à l'aide de ce profil, évaluer la pente immédiatement en aval de la route d'accès à la station de Hombourg. On trouve ainsi que cette pente, qui serait aussi sensiblement celle de la pénélaine antésénonienne, serait de l'ordre de 0 m. 0162 par m. ou 55'20".

Ce résultat est très semblable à celui obtenu dans le calcul de l'inclinaison moyenne de la pénélaine antécétacique entre Hockai et les environs d'Aubel, soit 0 m. 0144 par m. ou 49'30" (1), et presque identique à celui de 54' fixé par André-Hubert Dumont dans une évaluation de la pente du Maestrichtien entre la Baraque Michel et Maestricht, en passant par Henri-Chapelle (2).

En adoptant ce dernier nombre de 54' comme inclinaison, non seulement moyenne, mais constante, des assises crétaciques dans le tronçon supérieur de la vallée de la Gulpe et, d'autre part, celui de 55'20" pour pente du cours d'eau au pont de la route d'accès, on explique aisément le profil géologique de cette vallée. A l'amont du pont, la pente du thalweg est, dans l'ensemble, toujours supérieure à 55'20"; en conséquence, si l'on remonte la vallée, on rencontre des niveaux de plus en plus

---

(1) A. RENIER, 1902, Le Poudingue de Malmedy. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. XXIX, p. M 209.)

(2) Cf. G. DEWALQUE, *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, 1<sup>re</sup> édition, 1868, p. 114; 2<sup>e</sup> édition, 1880, p. 129.

élevés des formations crétaciques. A l'aval du pont, la pente du cours d'eau, ne cessant de diminuer, atteint bientôt 54', puis moins encore. Dès lors, le cours d'eau ne tarde pas à cesser de creuser le socle paléozoïque, puis, atteignant la pénéplaine antésénonienne, de recouper successivement, du bas en haut, la suite des formations crétaciques.

Mais l'étude approfondie, tant des formations tertiaires et crétaciques que de la surface du socle paléozoïque qu'elles recouvrent, fournit chaque jour des preuves nouvelles d'une continuelle variation des allures qui ne peut s'expliquer que par une non moins continuelle mobilité du sol. L'affleurement de Houiller dans la vallée moyenne de la Gulpe n'aurait-il pas à cet égard une certaine signification? Évidemment, faute d'un nivellement topographique de précision et, aussi, de renseignements en profondeur, notre embarras est plus grand encore que dans le premier cas. Cependant, l'existence d'un léger coude dans le cours d'ensemble de la Gulpe à l'endroit où elle atteint le Houiller peut être tenue pour symptomatique.

D'après l'expérience acquise dans d'autres cas, on serait porté à admettre que la minuscule gorge de la Gulpe se trouve sur le flanc d'un anticlinal, immédiatement à l'aval de la charnière. Effectivement, si l'on joint l'affleurement de la pénéplaine antésénonienne à l'aval du pont de la station de Hombourg à ceux du contact assise d'Aix-la-Chapelle sur Houiller, qui se rencontrent entre Henri-Chapelle et Welkenraedt, sur la retombée méridionale du plateau de Herve, on trouve pour inclinaison moyenne 0 m. 0144 par mètre, soit 49'30". Comparée à la moyenne entre Maestricht et la Baraque Michel, cette pente apparaît trop faible. D'autre part, l'existence de marécages sur les affleurements de l'assise d'Aix-la-Chapelle, à 1.100 m. en amont de la route d'accès à la station, pourrait être considérée comme témoignant d'une tendance à la formation d'une contre-pente. Enfin et sous réserve des remarques faites plus haut au sujet des modifications artificielles du cours de la Gulpe sur 150 m. environ à l'amont de la route d'accès, la brusquerie du début de l'entaille pratiquée par la Gulpe dans le Houiller ne laisse pas de retenir l'attention.

Si l'on se réfère à une carte tectonique d'ensemble <sup>(1)</sup>, on est

---

(1) Cf. A. RENIER, 1932, Essai d'une carte tectonique de la partie orientale du bassin de Haine-Sambre-Meuse, in *Stratigraphie du Westphalien. Congrès géologique international. Livret guide pour la XIII<sup>e</sup> Session*. Liège, 1932. Livret 64, pl. III.

tout naturellement porté à y rechercher un anticlinal majeur. Se tournant d'abord vers l'Ouest, vers la région la plus fouillée, celle des environs de Liège, on se demande, malgré l'imperfection de nos connaissances sur l'intervalle long de 20 km. qui sépare Hombourg de Jupille, si, à Hombourg, on n'aurait pas affaire à l'important anticlinal de Ramet, souvent désigné sous le nom d'anticlinal de Cointe ou de la Chartreuse, et dont la retombée septentrionale se marque si nettement dans le profil en long de la Meuse par une rupture de pente <sup>(1)</sup>.

Sans doute, ne possède-t-on encore que des indices du rejeu ou rajeunissement récent de l'anticlinal de la Chartreuse. L'un des plus remarquables est la limitation, signalée par divers auteurs, de certains dépôts de terrasses fluviales à l'aval de ce trait tectonique. L'existence de bancs rocheux dans le lit du fleuve avec formation de rapides, vers l'endroit où, au sortir de Jupille, la route vers Wandre longeait naguère le fleuve, était un fait qui frappait et retenait l'attention du visiteur. Or les travers-bancs du siège Violette, creusés vers le Nord aux niveaux de 200 et 300 m., ont fourni une définition très nette de l'anticlinal majeur qui sépare le synclinal de Liège du gisement houiller des plateaux de Herve. C'est bien sur la retombée de ce pli majeur que se formaient les rapides en question. Vers l'amont, au contraire, se produisaient, vers l'endroit où a été édifié le nouveau barrage de Monsin, des accumulations de gravier qui obligeaient l'Administration des Ponts et Chaussées à exécuter de continuels dragages, ainsi qu'a bien voulu me le faire observer M. l'Ingénieur en chef van Wetter, directeur du Service de la Meuse et auteur du projet d'aménagement en cours de réalisation. C'est grâce à la suppression de l'entrave occasionnée à l'écoulement des eaux par ce haut fond en voie d'exhaussement qu'il a été possible de mettre la ville de Liège à l'abri des inondations. Cependant, la situation paraît être effectivement plus complexe. C'est depuis les abords du Val-Benoît que l'anticlinal de Ramet ou de Cointe et de la Chartreuse pourrait faire sentir son influence. Entre les abords du Val-Benoît et Jupille, le cours de la Meuse se présentait, il y a un siècle et plus et jusqu'au cœur même de la ville de Liège, sous forme d'un réseau extrêmement complexe, l'Ourthe mêlant d'ailleurs ses eaux à celles du fleuve. D'autre part, à

---

(1) J.-A. PIERROT, 1891, Bassin de la Meuse. Etudes hydrologiques et géologiques... (*Ann. Assoc. Ing. sortis des Ecoles spéciales de Gand*, t. XIV [spécialement pl. II, profil en long].)

l'aval de la ville, les exploitations houillères permettent de reconnaître l'existence d'un anticlinal transversal, dit de Bres-soux. Au total, nous ne possédons encore que des indices et non pas un ensemble cohérent de faits très précis.

Si, de Hombourg, au lieu de diriger ses regards vers l'Ouest, on les tourne vers l'Est, les allures du Houiller, assez largement découvert sur les flancs de la vallée de la Gueule, apparaissent si compliquées, qu'on hésite vraiment sur le tracé probable du prolongement oriental de l'anticlinal de Ramet et, à plus forte raison, sur son passage, dans l'intervalle, aux environs de Hombourg. Cependant, c'est, semble-t-il bien, uniquement sur la retombée septentrionale de l'anticlinal de Ramet que, entre Jupille et Hombourg, se poursuit, par Barchon et Mortier, l'extension du niveau le plus élevé des terrasses de la Meuse <sup>(1)</sup>.

Au total, la question posée n'est pas encore mûre; mais, puisqu'elle n'avait jamais été soulevée, il a paru qu'elle méritait d'être examinée sous ses divers aspects. Sa solution devra d'ailleurs être rattachée à une définition très poussée des allures actuelles de la pénéplaine antécrotacique, depuis les sommets de la Baraque Michel jusque dans le Limbourg hollandais.

---

(1) Cf. H. FORIR et M. LOHEST, Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société royale malacologique à Liège et à Bruxelles, du 5 au 8 septembre 1896. Première journée. (*Annales de la Société géologique de Belgique*, Liège, 1897, t. XXIII, p. CXXXIX, pl. XX.)