

SÉANCE MENSUELLE DU 21 JUIN 1932.

Présidence de M. A. RENIER, président.

En l'absence du Secrétaire général, excusé, les fonctions de secrétaire sont remplies par le Secrétaire adjoint.

Le procès-verbal de la séance du 17 mai est lu et approuvé.
Le Président proclame membres effectifs de la Société :

M. JULES DUBOIS, ingénieur, rue L. Bernus, 12, à Charleroi, présenté par MM. E. Asselberghs et A. Renier;

M. MARCEL TOUWAIDE, ingénieur civil des Mines, Ph. D. en géologie (Stanford University), rue Vandermeersch, 49, à Bruxelles, présenté par MM. Barbason et Renier.

Le Président annonce le décès de M. A. DE GROSSOUVRE, ingénieur en chef au Corps des Mines, correspondant de l'Institut de France, membre effectif de la Société.

M. de Grossouvre a été l'un des collaborateurs actifs de la Carte géologique de la France. Auteur de trois feuilles au 80.000^e, il a pris part à la mise au point des tracés de nombreuses autres feuilles à diverses échelles. S'étant plus spécialement attaché à l'exploration des formations jurassiques et crétaciques, il s'est illustré dans l'étude des Ammonites. Les mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique renferment le fruit de ses recherches sur celles du Crétacé supérieur du Limbourg et du Hainaut. Ses recherches sur les minerais de fer du Berry sont également tenues pour des plus remarquables.

La Société Géologique de Belgique, chargée d'organiser la session extraordinaire commune aux deux Sociétés, fait savoir que les excursions auront lieu les 16, 17, 18 et 19 septembre 1932 dans la région de Durbuy et Melreux, sous la direction de M. de Magnée, assistant à l'Université de Liège.

L'Association pour l'étude du Quaternaire européen a fait parvenir une sixième circulaire concernant l'organisation de la deuxième Conférence internationale, en Russie. Cette circulaire peut être consultée au Secrétariat.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

- 8526 ... Algemeen stratigraphisch register van de uitvoerige aardkundige kaart van België, met bijlage : De nuttige stoffen van den Belgischen bodem. Bruxelles, 1932, 92 pages.
- 8527 *Hadding, A.* The Pre-Quaternary sedimentary Rocks of Sweden. IV. Glauconite and Glauconitic Rocks. Lund, 1932, 175 pages, 74 figures.
- 8528 *Hjelmqvist, S.* Ueber Lavastalaktiten aus einer Lavahöhle auf Süd-Island. Lund, 1932, 13 pages, 5 figures.
- 8529 *Maillieux, E.* Le genre *Limoptera* J. Hall, dans le Dévonien inférieur de l'Ardenne. Bruxelles, 1932, 18 pages, 2 planches.
- 8530 *Palmqvist, S.* Remarks on the determination of iron in ferrous rocks. Lund, 1931, 4 pages.
- 8531 *Troedsson, G. T.* Studies on Baltic Fossil Cephalopods. II. Vertically striated or fluted Orthoceracones in the Orthoceras Limestone. Lund, 1932, 38 pages, 7 planches, 8 figures.
- 8532 *Zsivny, Viktor-tól.* Belga Kongo Bányászata és annak története. Budapest, 1931, 8 pages.

2° Nouveaux périodiques :

- 8533 *Batavia.* Dienst van den Mijnbouw in Nederlandsch-Indië. Geologische Kaart van Sumatra. Schaal : 1/200.000^e (cartes et textes explicatifs). Feuilles n^{os} 2, 4, 5, 10 (1931-1932).
- 8534 *Leningrad.* Travaux de l'Institut Paléozoologique de l'Académie des Sciences de l'U. R. S. S. Tome I (1932).
- 8535 *Leningrad.* Travaux de l'Institut Géologique de l'Académie des Sciences de l'U. R. S. S. Tome I (1932).
- 8536 *Leningrad.* Travaux de l'Institut Pétrographique de l'Académie des Sciences de l'U. R. S. S. Livraison 1 (1932); 2 (1932).

Communications des membres :

Le Démer dans le temps et l'espace,

par AM. FONTAINE.

Tout récemment, un de nos plus estimés collègues a publié les conceptions suivantes :

« Le sillon dans lequel coulent le Begijnebeek, les deux Mottes et le Molenbeek est parallèle au Démer d'Aerschot... Tous les éléments morphologiques et géologiques montrent que ce sillon Diest-Wijgmael est dû à l'érosion d'une rivière ancienne, coulant vers la Dyle, et dont l'importance était comparable à celle du Démer.

» Cette rivière — (le Zwarteebek, ayant réuni tous les cours d'eau venant de l'amont de Diest : Démer, Herck, Gette, Velpe) — a été tronçonnée par trois captures, au profit d'affluents directs du Démer : Begijnebeek, Motte, Winghe. Le Démer d'Aerschot a emprunté le cours inférieur du Groote Beek (qui descend de Beverloo).

» La formation tectonique du sillon du Démer est très récente. Elle est postérieure à l'accentuation de la surélévation du Limbourg. A sa faveur, le Zwarteebek a été décapité et sa vallée inférieure, en plein Hageland, n'a plus que le caractère d'une vallée morte » (1).

I.

Ces conceptions appellent les réserves les plus formelles, des points de vue géologique, hydraulique et topographique. En effet, la « rivière ancienne » coulant de l'amont de Diest « vers la Dyle » par les vallées des deux Mottes (Nord de Thielt) aurait eu un profil en long digne de soulignement.

1. Partant de la cote 20 à Zeelhem et Webbecom (vallée du Démer, en amont de Diest), elle aurait remonté, par une minuscule ravine, au site du village de Becquevoort, à la cote 40, là où aucun dépôt alluvial n'en garde trace.

2. Du plateau de Becquevoort, cote 40, elle serait descendue

(1) *Ann. Soc. scientif. de Bruxelles*, série B, t. LI, pp. 196 et 197.

par la Motte de Thielt à la cote 22 du confluent, pour remonter au seuil d'Hauwaert, cote 28, par la Grande-Motte.

3. Puis, descente *anormalement rapide* devant Rhode-Saint-Pierre, et arrivée à la Dyle au niveau 10; montagne russe donc, dans un même terrain, le Pliocène inférieur.

a) Par la tectonique, il faudrait, pour concevoir la « rivière ancienne », démontrer le relèvement, de plus de 25 mètres, à Becquevoort, des rampes du profil en long du Zwarteebek; et ce, depuis la « mort... » « très récente » de sa vallée...

b) Par l'hydraulique, il faudrait expliquer ensuite comment un cours d'eau, manifestement pléistocène comme le Zwarteebek, a pu traverser d'Est en Ouest la vallée Sud-Nord, déjà sculptée, du cours d'eau pliocène inférieur formé par le complexe des ruisseaux Lubbeek-Winghebeek constituant le Schubeek, prolongé, *jusqu'aux temps historiques actuels*, par la Motte de Rillaer.

Ce Schubeek-Motte, rivière consé quente du pliocène inférieur, a un « coefficient d'enfoncement » par rapport aux plateaux diestiens voisins exactement analogue (50 mètres environ) à celui de la Dyle, autre rivière consé quente du Pliocène inférieur (comme la Gette, la Senne, etc.).

Ce Schubeek-Motte ne pouvait, semble-t-il, être traversé par la « rivière ancienne... » le Zwarteebek : celui-ci, dès son premier écoulement, aurait été entraîné, droit au Nord, suivant le cours Rillaer-Vaerendonck de la Motte des temps pliocènes.

« Notre pays était, immédiatement après le retrait de la mer diestienne, drainé par un système de rivières consé quentes... coulant dans une direction générale Sud-Nord plus ou moins déviée.

» La Haine et la Sambre-Meuse n'existaient pas... » (1).

c) Topographiquement, il est facile de découvrir au Nord du Démer actuel, en terrain diestien toujours, une passe [via les abords de Meldert (Zwarteebek), Schaffen, Molenstede (Groot Beek)] par où les cours d'eau convergeant vers l'amont de Diest, *au début du creusement des vallées en terrain rocheux d'Ardenne*, purent s'écouler vers la mer sans monter sur la hauteur de Becquevoort (*au moins* cote 40).

Et ce, dans l'hypothèse où les deux cluses amont (Bockenbergh-St-Jans-Berg) et aval (Vinkenbergh-Calenberg) de Diest ne

(1) J. CORNET, L'Évolution des Rivières belges. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXI, p. M 423.

fussent pas déjà abaissées *sous le niveau 34* par des affluents subséquents Est-Ouest des deux troncs conséquents Sud-Nord formés par la puissante Gette et la Motte, datant du Pliocène inférieur avec la Dyle, la Senne, etc.

« ... Lors de l'émergence du sol des Pays-Bas, à l'extrême fin du Pliocène, se place la phase principale du creusement de nos vallées ⁽¹⁾.

» Cette suractivité donnée à l'érosion continentale à partir de la fin de l'Amstelien a eu pour premier effet de transporter vers le Nord une énorme quantité de sédiments arrachés à nos couches tertiaires.

» Ces anciens sédiments de nos rivières conséquentes doivent s'être déposés dans le voisinage de la côte *sur* la surface des dépôts pliocènes marins les plus récents. Ce sont les sables dits *Moséens* de la Campine, qui reposent partout, comme l'a montré M. le baron O. van Ertborn, *sur* la surface du Poederlien et qui *masquent* ainsi ce qui nous reste de la surface de la *plaine côtière pliocène*.

» ... Le Moséen occupe aujourd'hui les régions *les plus élevées* de la Campine limbourgeoise, le *plateau* limbourgeois... »

C'est toujours par les origines du Moséen, du Campinien, du Flandrien, qu'avant d'avoir lu l'*Evolution des Rivières belges* de J. Cornet, nous nous sommes fait une conception simple et saine des origines du Démer transséquent, chéneau inguinal, longeant le pied du plateau limbourgeois, lequel avait progressivement arrêté et recouvert le cours aval des troncs conséquents pliocènes, de la région de Bilsen jusqu'à celle d'Aerschot.

II.

Pas apparence de surélévation du plateau de Becquevoort, depuis le Diestien.

Avant de pousser plus avant, rappelons ces citations de l'illustre J. Cornet :

« Il est beaucoup plus conforme à l'esprit scientifique... de laisser des problèmes à résoudre, que de décider, subjectivement, de la façon dont les choses ont dû se passer » ⁽¹⁾.

« Comme le dit M. de Martonne, dans les problèmes touchant à l'histoire des vallées, les considérations morphologiques

(1) J. CORNET, *ibid.*, pp. M 427 et 428.

(2) IDEM, *ibid.*, p. M 274.

ne peuvent rien prouver... la *preuve décisive* est *toujours* le *dépôt alluvial*, trouvé dans des conditions qui ne laissent *aucun* doute sur son origine et sur son âge » (1).

« On attribue encore, parfois, aux cours d'eau pléistocènes ou pliocènes — (en survivance de la théorie diluvienne de l'origine des vallées) — des dimensions transversales, des débits qui ne sont pas en rapport avec l'étendue de leur bassin d'alimentation » (2).

« L'intensité de l'érosion, dans une rivière, est en raison directe de la différence relative entre le débit d'étiage et le débit de crue. Elle est à son maximum dans les cours d'eau *jeunes* (torrents, rivières torrentielles) dont le débit d'étiage est parfois nul » (3).

*
* *

Dans sa note du 28 octobre 1926 à la Société scientifique, sur le *style tectonique d'ensemble de la Moyenne et de la Basse-Belgique*, M. A. Renier dit (p. 296) :

« Si, en Haute-Belgique, la caractéristique la plus saisissante du style tectonique est cet allongement d'Ouest en Est, que soulignent si bien les plis en coulisses de l'Entre-Sambre-et-Meuse et du Condroz, on ne peut, cependant, y négliger les plis transversaux, d'allure plus ou moins orthogonale par rapport aux premiers.

» Un bel exemple en est l'*anticlinal de Fraipont*, qui détermine la fenêtre de Theux, et plus méridionalement, l'expansion planimétrique du massif cambrien de Stavelot...

» D'apparence simple dans l'intervalle de Theux à Spa, il se dédouble tant vers le Nord que vers le Sud. Sous l'influence des plis longitudinaux, son allure planimétrique apparaît des plus capricieuses.

» Mais le pli transversal le plus remarquable est, sans conteste, l'*anticlinal du Samson*, qu'il est classique de tracer du Samson à Libramont...

» Non seulement il provoque une interruption du Westphalien... mais... il influence... la bordure septentrionale du synclinal de Namur, au cours du Dévonien supérieur et du Dévonien moyen.

» ... Prolongeons cet alignement... à travers la Moyenne et

(1) J. CORNET, *ibid.*, p. M 274.

(2) IDEM, *ibid.*, p. M 275.

(3) IDEM, *ibid.*, p. M 277.

la Basse-Belgique, *grosso modo*, suivant l'alignement Namur-Anvers :

- » 1° Gisement houiller de la Campine tout entier à l'Est...
- » 2° Formations crétaciques transgressives de l'Ouest vers l'Est dans le Hainaut et les Flandres, de l'Est vers l'Ouest dans le Limbourg et la province de Liège;
- » 3° ... Facies différents des formations de l'Éocène inférieur, sableuses à l'Ouest, surtout marneuses à l'Est;
- » 4° Éocène moyen et supérieur bien développés en Flandre et Brabant;
- » 5° Par contre, Oligocène, Miocène et Pliocène particulièrement bien développés à l'Est. »

*
**

Signalant ensuite, page 299, deux coupes de M. Fr. Halet (suivant les parallèles 65.760 et de Genval), basées sur des *sondages profonds, bien étudiés*, M. A. Renier y souligne :

- 1° L'Oligocène en allure de cuvette aux environs de Genck, concordant avec l'allure du gisement houiller de la Campine;
- 2° L'existence de bassins crétaciques étroits successivement sous la vallée de la Senne, celles, jumelées, de Dyle-Lasne, enfin de la Petite-Gette, bassins en cuvette recouverts transgressivement (comme le paléozoïque qui les sépare) par le Bruxellien, et il souhaite « le *déchiffrement du faisceau de plis*, dont l'ensemble constitue — probablement avec une suite de relais — le prolongement septentrional de la région anticlinale de Samson ».

*
**

Que montre, sous ce rapport, la région d'Entre-Dyle-et-Gette, d'après les tracés de M. Van den Broeck, vieux de près de 40 ans?

a) Un faisceau de deux plis assez accusés de l'Yprésien émergeant en deux petites crêtes anticlinales :

- 1° Sud-Nord, de Bierbeek à Corbeek-Loo, étudiée si nettement par M. Halet dans sa communication de mai dernier;
- 2° A Vissenaeken, 4 km Nord de Tirlemont.

L'accentuation tardive de ces deux petites crêtes semble avoir soulevé légèrement le Rupélien depuis l'Ouest de Pellenberg jusqu'à Meensel, méridien de Tirlemont, et ce, sous un plateau

tabulaire de Bolderien, recouvert de Diestien régulièrement incliné au Nord.

Il y a donc apparence de bombement anticlinal unique, peu accusé, de l'Oligocène, qui ainsi monterait de la Dyle au méridien de Corbeek-Loo = Pellenberg, se maintiendrait jusqu'à celui de Vissenaeken-Meensel-Thielt-Rillaer, pour s'abaisser ensuite, doucement, *régulièrement*, vers le Nord-Est.

Par là, *pas de surélévation du plateau diestien entre Thielt et Becquevoort*. Le contact si régulier $\frac{D}{R2c}$, de Haelen par Loxbergen, Waenrode jusque Meensel, l'établit.

*
**

Examinons d'ailleurs de plus près, dans la région de Haelen, le tapis rupélien, R2c, qui déborde au Nord du Démer à Linckhout et à Lummen, et ne forme donc pas contraste de structure et de composition, d'une rive à l'autre, avec le Miocène. Pas plus à Beverst et Diepenbeek d'ailleurs; nous y reviendrons.

Le petit tableau ci-dessous donne les cotes du toit de R2c au Sud-Ouest et au Nord-Est de Haelen, d'abord : *a)* dans les zones peu atteintes par l'érosion et la solifluction, puis *b)* dans d'autres plus usées, enfin *c)* dans les vallées remplies par les alluvions modernes, après ravinement du toit de R2c par les cours d'eau :

a)	3.800 mètres Ouest-Sud-Ouest Haelen . . .	45
	4.200 mètres Sud-Ouest-Sud Haelen . . .	50
	1.000 mètres Sud Herck-la-Ville	35
b)	Entre Schuelen et Berbroeck.	27
	600 mètres Est-Sud-Est Station Zeelhem. . .	20
c)	1.000 mètres Est Haelen	17,5
	Pont de Linckhout	20
	800 mètres Nord Haelen	12,5
	Lummen-Château	12

Donc, la carte en main, la structure géologique se résume ainsi : une *parfaite régularité d'allure* du terrain jusqu'à la limite des affleurements du Diestien, à l'aval immédiat de Haelen et jusqu'au méridien de la Motte de Rillaer.

Il en résulte ainsi la probabilité extrêmement faible d'avoir vu passer, depuis le Moséen, sur le plateau de Becquevoort, à la

côte 40, les eaux réunies du Zwarteebek, du Démer, de la Herck, de la Gette et de la Velpe; d'autant, qu'un passage, en même terrain diestien, avec dépôt alluvial, existe au Nord de Zeelhem, à la cote 34, et que par là, et l'aval de la vallée du Grootte Beek ainsi recueilli, le Démer *entier*, le *vrai* Démer du début du Pléistocène, recoupait, à son *niveau normal alors atteint*, le Schubbeek-Motte existant depuis le Pliocène inférieur :

Schubbeek-Motte allant au Nord-Nord-Est, de Rillaer (par la B13 du Démer canalisé en 1842) en direction de Vaerendonck et, du cours si caractéristique Nord-Est de la Grande-Nèthe, jusque Gheel. Cours aval de la Motte pliocène, devenu obséquent au début du Pléistocène, puisque les dépôts moséens, campiniens et les ruissellements flandriens consécutifs ont tout *effacé*, tout *enterré*, sous le plateau de la Campine et *retourné* le cours de la Grande-Nèthe vers Westerloo et, par une capture, vers le cours de la Dyle « ultra aval » (Est de Heyst-op-den-Berg).

Mais ceci est une autre histoire...

Revenons au Démer, à ses profils, à ses tracés.

III.

J. Cornet écrit ce qui suit (p. M. 434) :

« La Meuse de Dinant... a coulé primitivement de Namur sur la Hesbaye, pour aller rejoindre quelque tronç du bassin des Gette ⁽¹⁾. On peut remarquer, en examinant la Carte géologique, que, dans la région qui s'étend entre Namur et le confluent des deux Gette, la dénudation du Tertiaire est notablement plus avancée qu'à l'Est et à l'Ouest. C'est par cette Meuse de Hesbaye qu'ont été charriés dans le bassin actuel de la Méhaigne les cailloux cambriens signalés par M. Lohest. »

C'est la puissance de cette Meuse de Dinant (seuls Lesse et Viroin réunis?) arrivant à Haelen (et poursuivant probablement « vers » Beeringen, avant le Moséen) qu'il faut toujours ressusciter (avec l'ampleur et le travail de dénudation d'affluents subséquents comme la Velpe et la Herck) quand on veut comprendre la subordination de fait du Démer à la Gette, malgré la terminologie et la direction qui lui confèrent une primauté apparente.

(1) Le relief actuel semble indiquer une « direction générale » : Houyoux de Rhisnes, Meux (sur Haute-Mehaigne), Grand-Leez, les Thorrembais, Jodoigne, etc. (A. FONTAINE.)

Cornet n'a-t-il pas écrit (p. M. 432) :

« (Les directions d'écoulement) du Démer-Dyle-Rupel et de l'Escaut entre Gand et Termonde sont dues à des phénomènes *secondaires* qui ont fait prédominer, en certaines régions, les écoulements *subséquents*. »

Ce sentiment général confirme la conception objective que nous nous étions faite de la création du Démer :

Un système « correspondant » d'un affluent Est de la Dyle et d'un affluent Ouest de la Gette, analogue au « vis-à-vis » du Molenbeek (Lovenjoul, Corbeek-Loo, Louvain) et de la Velve aidé par le « relais » de deux affluents subséquents de la Motte, sur un même parallèle.

Érosions simultanées, déblayées puissamment par l'écoulement, vers l'Ouest abaissé, des *crues d'eau* brusques et massives amenant les *crues gigantesques de graviers* de Meuse des temps campiniens sur le plateau et le revers Ouest de la Campine.

Crues d'eau brusques et massives ruisselant de ces talus de déversement de la Meuse créés au-dessus de la plaine basse pliocène qu'avait dénudée le cours aval du Démer Sud-Nord, de la Herck Sud-Nord, de la Gette, de la Motte et de la Dyle.

*
**

« Nous sommes d'avis qu'il faut, autant que possible », expliquer « les phénomènes du passé par ceux du présent », écrit Cornet (p. M. 351).

Montrons donc le Démer actuel, et d'abord par le profil en long de son cours moyen Est-Ouest, à l'aval de Munsterbilsen, non pas en un croquis forcément exagéré en hauteur, mais par des chiffres simples, faciles à retenir :

De part et d'autre de Munsterbilsen, les eaux descendent de l'altitude	50 à 40	en 5 km;
Puis, jusqu'à Hasselt, de	40 à 30	en 10 km;
Puis encore, jusqu'à Haelen, de	30 à 20	en 20 km;
Enfin, jusqu'à Werchter, via Diest, de	20 à 10	en 30 km.

Donc, profil en long régulier, asymptotique au niveau de base de la marée haute à Malines, profil d'équilibre d'une rivière en sol meuble.

Ceci, en ne tenant compte que de l'allure générale du Démer et non de ses replis incessants au sein des alluvions modernes. Ainsi nous devrions compter 8 kilomètres de Démer, cependant modernisé, de Haelen à l'aval immédiat de Diest, où commence le cours rectifié rendu navigable par bonds d'eau jusqu'à

Werchter; or, ce cours navigable, aux multiples coupures et endiguements de l'ancien lit, compte encore 33.300 mètres. (Travail de 1842-1843 par l'État, qui administre la rivière depuis 1840.)

L'aval de la Herck, de la Gette, de la Velpe a été modernisé aussi, dans la région de Haelen-Schuelen, par l'ingénieur.

Disons enfin que le bassin versant du Démer couvre 2.202 km², celui de la Dyle proprement dite 1.222 km², celui de la Senne 1.156 km² (les Grande et Petite-Nèthe respectivement 719 et 766 km²).

« Last not least », le bassin d'alimentation du seul Démer, en amont de Haelen, avant la réception des eaux des Zwarte et Groote Beek, ne représente, en rond, que les 4/10^{es} des bassins réunis de la Herck, de la Gette et de la Velpe.

*
* *

Malgré le rapport du simple au double entre le volume des eaux de la Dyle à Louvain et du Démer à Diest, l'ampleur de la vallée de la Dyle, de la « Montagne de fer » de Wilsele à la falaise Diestienne-Tongrienne d'en face (Kesselberg), — à hauteur du pont-rail sur le canal de Louvain, — compte 1.800 mètres de large, tandis que la vallée du Démer, à 2 kilomètres aval de Diest, quand la rivière a fait le plein de ses affluents, n'a que 600 mètres de large entre les abrupts des Calenberg et Vinkenbergh qui répètent le défilé St-Jans-Berg-Bockenbergh entre Haelen et Diest.

Ainsi, bien que la Gette-Meuse de Dinant, tronc véritable du bassin du Démer avec ses affluents subséquents Herck et Velpe, soit d'âge pliocène comme la Dyle (la Motte, la Senne également), il apparaît nettement que la puissance érosive des eaux de la rivière et des versants s'est exercée beaucoup plus longtemps dans les vallées de la Gette, de la Dyle, de la Senne orientées vers le Nord que dans le couloir transversal, Est-Ouest, Haelen-Diest-Sichem (Montaigu), vrai nœud gordien du Démer pléistocène, campinien par tous ses affluents de droite, depuis l'aval de Gellick.

Certes, le nombre considérable d'années entre le Pliocène inférieur, qui vit naître la Dyle, et le Pléistocène campinien, qui détermina la transséquence du Démer, explique cette différence.

Mais il pourrait y avoir eu une autre raison.

Le *Démer total* ne serait pas passé du *premier coup* (lors des déversements brusques et massifs des eaux et graviers de la

Meuse campinienne sur les bassins aval des troncs conséquents échelonnés du Démer Sud-Nord à la Motte, déjà recouverts de Moséen) dans les cluses caractéristiques du Bockenbergh et du Vinkenbergh, qui encadrent Diest. Il aurait débordé, en son cours primitif, largement au Nord du site de cette ville, là où le relief, s'abaissant vers le Nord, lui permettait de tourner plus facilement la grosse digue diestienne des hauteurs *actuelles* 65.

*
* *

Droit au Nord de Haelen, où aboutit du Sud le *tronc conséquent directeur*, la Gette (aval de l'ancienne Meuse de Dinant, Lesse et Viroin réunis), se trouve une *ancienne* vallée dont l'axe passe par la station de Zeelhem. Il en reste à l'Ouest, contre le St-Jans-Berg, une vaste dépression, sous la cote 20, pleine d'*alm* et *alt*.

Plus à l'Est, vers Linckhout, des dunes sont venues voiler d'autres épaisseurs de *alm* ou de *q4* (flandrien) indiquées par les levés de M. Van den Broeck.

Suivant ce tracé rationnel de l'écoulement des cours d'eau aboutissant à Haelen, jamais le Diestien *intact* ne dépasse la cote 20, alors qu'il est là reposant sur R2c, régulièrement en place aussi, à l'Est de la station de Zeelhem.

*
* *

La passe 34, par le Nord de Schaffen, entre le Barenbergh 53 et l'Hertenrodebergh 57, est aussi marquée de 94, plus à l'Ouest, le Veldbeek mène au Grootte Beek de Molenstede par un niveau 21 entre le Lazarijbergh 66 et les Kelbergen 59.

Il est naturel que ce méandre Haelen-Meldert-Schaffen-Molenstede, dont le tracé compte les $\frac{2}{3}$ du cours actuel Haelen-Diest, ait rompu son pédoncule par l'action d'affluents subséquents affrontés de la Gette et de la Motte, aboutissant ainsi à une pente plus forte des eaux.

Le terrain fait penser à une rupture de ce pédoncule en deux étapes marquées par les tracés perpendiculaires des dépressions utilisées par les voies ferrées de Diest vers Hasselt et vers Beverloo.

Plus en aval d'ailleurs, la voie ferrée vers Aerschot marque aussi un cours antérieur du Démer au Nord de la cluse de Langdorp (entre le Scharerijbergh et le Konijnenbergh).

*
* *

La planchette n° 76, levée par M. Van den Broeck, précise une forte anomalie du contact $\frac{D}{R2c}$ au Nord du Démer, sous le St-Jans-Berg, à la cluse formée par cette hauteur et le Bocken-berg; très forte anomalie répétée à la seconde cluse, à l'aval immédiat de Diest.

Toutes deux peuvent en avoir facilité l'ouverture.

L'anomalie du St-Jans-Berg, vraiment très forte, consiste en ceci : vers le Démer actuel, au pied du versant, le toit de R2c est à la cote 20, dans un premier puits artésien profond; dans un second, près du sommet, à 200 mètres du premier puits, le toit de R2c tombe à 0. Dans les deux puits, concordance capitale, R2 a une épaisseur pratiquement identique : 31 à 32 mètres.

Plus en aval, à 4 kilomètres, les deux puits artésiens de Diest (station et porte de Schaffen) indiquent un ressaut analogue.

Coupe des morts-terrains au Sondage de Beaulieu (Hainaut),

par feu J. CORNET (*).

D'accord avec M. René-J. Cornet et avec M. Léon André, administrateur-directeur des Charbonnages du Bois-du-Luc, je crois utile de remettre à la Société Belge de Géologie la description, laissée par le regretté J. Cornet, des morts-terrains traversés par le sondage de Beaulieu.

Ce sondage porte le n° 40 de la Carte du relief du socle paléozoïque de la vallée de la Haine par J. Cornet et Ch. Stevens (planchette Givry). Il est situé à 2.647 mètres au Midi et à 401 m. 90 à l'Est du puits n° 3 d'Havré.

L'orifice est à la cote + 66 m. 15. Il a été commencé le 1^{er} janvier 1922 et a atteint le terrain houiller à la profondeur de 300 mètres, le 10 avril 1922.

N ^{os} .	PROFONDEUR.	DESCRIPTION.
1.	0 m. à 1,00	Limon avec particules crayeuses.
2.	1,00 à 5,70	Sable très fin, légèrement argileux et micacé.
3.	5,70 à 7,50	Argile yprésienne, gris clair, altérée.
4.	7,50 à 12,80	Argile légèrement sableuse, gris-bleu foncé, avec bois flottés au sommet.
5.	12,80 à 16,00	Lignite (H ₂ O = 46,60 %; M.V. 48 %; O = 12,37 %; S = 14,07 %).

(*) Présentée par M. CH. STEVENS.

N ^{os} .	PROFONDEUR.	DESCRIPTION.
6.	16,00 à 20,50	Sable ligniteux associé à de gros blocs de silex, les uns anguleux, les autres roulés.
7.	20,50 à 26,00	Craie assez grossière, grisâtre, avec silex gris-brun foncé.
8.	26,00 à 54,00	Craie grossière, grise, remplie de silex brunâtres. (On n'a pas ramené d'échantillon de craie.)
9.	54,00 à 56,00	Craie grise avec silex brunâtres; <i>Ostrea</i> .
10.	56,00 à 62,00	Craie à silex (au trépan). (Craie de Spiennes.)
11.	62,00 à 78,00	Craie blanche avec rares silex noirs. <i>Terebratulina gracilis</i> (craie de Nouvelles). <i>Magas pumilus</i> . <i>Pecten Nilsoni</i> . La craie est un peu fracturée au sommet. <i>Rynchonella plicatilis</i> . <i>Ostrea vesicularis</i> . <i>Inoceramus</i> (76,00 à 78,00).
12.	78,00 à 84,00	Craie d'Obourg. Craie blanche avec silex.
13.	84,00 à 89,00	Craie blanche très fine, cassure conchoïdale; diacase qui a été suivie sur 70 mètres.
14.	89,00 à 110,00	Quelques morceaux ramenés par le trépan indiquent la même craie qu'au numéro précédent.
15.	110,00 à 123,00	Craie blanche sans silex. Amas pyriteux vers 112 m.; clivage oblique incliné à 50°. Écaille de poisson. A 118 m., surface de glissement peu inclinée. A 119 ^m 40, <i>Magas pumilus</i> . A 119 ^m 76, écaille de poisson.
16.	123,00 à 128,00	Craie blanche moins fine, surface plus rugueuse. Spongiaire à 123 ^m 50. Assez bien de taches pyriteuses, <i>Rynchonella limbata</i> . La craie devient insensiblement un peu plus grise. Un énorme spongiaire à 127 ^m 50. Cette craie alterne avec des bancs plus blancs, plus fins, comme précédemment. Craie plus dure, plus sonore, un peu grisâtre; nombreux glissements.
17.	128,00 à 161,00	Un nodule de phosphate de chaux à 129 mètres. Nombreux spongiaires à 129 ^m 10. A 129 ^m 75, <i>Magas pumilus</i> . A 129 ^m 80, <i>Rynchonella plicatilis</i> . A 130 ^m 30, <i>Magas pumilus</i> . A 132 ^m 50, <i>Belemnitella mucronata</i> ; petits silex noirs. A 134 m., un silex noir très fin. A 137 ^m 50, spongiaire. Vers 138 ^m 50, la craie redevient fort blanche, assez fine, avec algues pyritisées. Débris de poissons. A 139 ^m 50, un oursin; vers 140 m., la craie devient insensiblement plus grise. Assez bien de clivages dans la craie, qui devient plus blanche vers 143 mètres.

Nos. PROFONDEUR.

DESCRIPTION.

- A 145^m50, un silex noir. A 152^m50, nombreux débris de poissons.
- Vers 156 m., la craie devient plus grenue avec taches allongées, grisâtres, plus dures.
- A 158^m50, la craie devient grisâtre, grenue; nombreuses taches pyriteuses, débris de fossiles.
- Au-dessous, elle redevient plus claire.
- Puis, au-dessous, redevient grise avec marbrures grises et taches pyriteuses. Fossiles abondants mais brisés. Taches vertes glauconifères à 159^m50. Ecaille de poisson, algues. A 159^m75, la craie devient feuilletée. A 160 m., la craie devient plus dure avec joints grisâtres et taches grisâtres; spongiaires. Puis elle redevient plus blanche, puis les taches grises réapparaissent nombreuses. A 161 m., *Pecten cretosus*.
18. 161,00 à 238,00 Craie grisâtre, un peu grenue. La transition avec le numéro précédent n'est pas nette; elle est rapide mais graduelle, *Pecten*. Débris de poissons abondants. En descendant, la teinte grise devient plus marquée. Puis, au-dessous, elle devient un peu plus blanche.
- A 163 m., taches grises très foncées, taches blanches et nombreux débris de poissons. Diaclases verticales polies et striées. Joints foncés sales.
- A 165 m., un nodule phosphaté. Nombreux joints foncés et sales. La craie devient très compacte, grise, très dure; à 168^m50, *Janira quinquecosta*.
- A 169^m50, *Belemnitella mucronata*. A 171^m50, *Belemnitella mucronata*. *Rhynchonella plicatilis*. A 174^m50, *Inoceramus Cuvieri*. A 175 m., *Inoceramus* abondants. A 178 m., *Ostrea vesicularis*. A 178^m50, *Belemnitella mucronata*. A 180 m., *Inoceramus Cuvieri*. A 181^m75, *Belemnitella mucronata*. Les nodules phosphatés vont jusqu'à 182 mètres.
- A partir de 183^m50, la craie devient plus fine, plus compacte, cassure conchoïdale, les joints foncés sont beaucoup plus rares. La craie est plus claire.
- A 190 m., les joints foncés disparaissent complètement.
- A partir de 191^m50, les joints réapparaissent.
- Vers 192^m50, les joints foncés disparaissent à nouveau. A 193^m50, beaucoup d'algues. A 194^m60, *Belemnitella mucronata*.

N^{os}. PROFONDEUR.

DESCRIPTION.

- Vers 195 m., la craie devient très fine, à cassure conchoïdale, gris clair. A 198^m60, *Pecten cretosus*.
A 203^m85, nodule de pyrite. La craie devient extrêmement fine, compacte et tenace; cassure extrêmement conchoïdale. Stérilité absolue. Teinte claire grisâtre.
- Vers 215 m., quelques joints foncés.
A 216 m., *Inoceramus Cuvieri*.
A 218 m., la craie redevient un peu feuilletée et plus grise. A 218^m60, un spongiaire. A 219 m., *Belemnitella quadrata*.
A partir de 250^m50, la craie devient moins fine, plus grossière avec des joints foncés alternant avec des bancs à cassure conchoïdale. A 226^m45, un polypier.
19. 238,00 à 243,00 Craie blanche grisâtre avec coprolites, nodule phosphaté, spongiaires.
A partir de 239 m., nombreux lits terreux, traces végétales, la craie redevient feuilletée, nodules de pyrite.
A 241^m39, intercalations de craie plus blanche, très compacte.
20. 243,00 à 251,00 Craie grise. A 243^m80, de nombreux joints foncés comme précédemment; nombreux petits nodules de pyrite.
A 247^m70, la craie devient plus dure et plus grise.
21. 251,00 à 257,00 Craie grise plus grossière, plus grenue, sonore, avec nombreuses concrétions phosphatées, débris de fossiles, nodules de pyrite; *Belemnitella*, écaille de poisson, taches grisâtres, *Inoceramus*.
Petit caillou noir.
A 252 m., la craie est marbrée de gris et de blanc, très grossière, moins dure, feuilletée; on revoit les points gris sales. Nombreux nodules phosphatés. *Inoceramus*.
A 255 m., la craie devient plus blanche.
A partir de 255 m., les joints terreux deviennent plus rares, plus purs et moins blancs. Les concrétions phosphatées sont disparues; spongiaire.
A 258 m., les lits terreux reparaissent.
A 260 m., les joints terreux deviennent plus abondants; craie grise feuilletée comme auparavant.
Dent de poisson.

Nos.	PROFONDEUR.	DESCRIPTION.
		A 263 m., alternance continue de bancs avec joints terreux.
		A 264 m., nombreuses empreintes végétales de grande dimension.
		A 271 m., les concrétions phosphatées réapparaissent. Spongiaire. Dent de poisson.
		A 272 m., la craie devient plus rude; beaucoup d' <i>Inoceramus</i> .
		A 276 ^m 80, apparition de silex bigarrés. Quelques petits grains de glauconie devenant plus nombreux en descendant.
22.	277,50 à 282,50	<p>Craie grise, pointillée de glauconie; joints terreux; spongiaire; la craie est assez rude. A 277^m60, un banc rempli de concrétions siliceuses grises; un caillou de quartzite vert de 0^m02 à 0^m03. Débris d'<i>Inoceramus</i>. Concrétions phosphatées.</p> <p>A 279 m., énormes concrétions siliceuses, banc très dur. Coprolites. A 280 m., rempli de concrétions siliceuses. Nodule de pyrite. Spongiaires siliceux.</p> <p>Vers 281^m60, la roche est moins glauconifère. Elle redevient plus glauconifère et les silex moins nombreux.</p>
23.	282,50 à 285,50	<p>A 282^m50, les concrétions cessent. Craie grise très glauconifère. Elle devient plus sableuse. La roche est devenue franchement verte.</p> <p>A 285^m50, les bancs sont plus clairs avec tubulations très glauconifères, nombreux coprolites de poisson.</p>
24.	285,50 à 293,00	<p>Craie grise, siliceuse, avec d'énormes silex noirs. Vers 292^m50, roche grise, légère, argileuse et siliceuse; enduit terreux verdâtre. Les silex sont disparus. Enduits d'opale. Coprolite de poisson.</p>
25.	293,00 à 297,40	<p>Craie marneuse, gris verdâtre, sale, fragile, avec concrétions siliceuses grises, riche en opale.</p> <p>A 296 m., surface polie foncée. En descendant, la craie devient plus blanche, glauconifère, avec d'énormes concrétions.</p>
26.	297,40 à 298,50	<p>Craie marneuse, très glauconifère. Concrétions très glauconifères. La roche est un peu sableuse. Joints de glissement vernis et polis. Spongiaire.</p>
27.	298,50 à 299,20	<p>Diève marneuse grise, à grains fins avec des marbrures sableuses, pointillée de glauconie.</p>

N ^{os} .	PROFONDEUR.	DESCRIPTION.
28.	299,20 à 300,00	Brusquement, de la marne, crayeuse, grossière, verdâtre, avec des pelotes d'argile grise. Caillou noir et de charbon. Débris de fossiles. (Aspect de tourtia.) Caillou de sidérose houillère. Dent de poisson. <i>Otodus</i> . A la base un caillou roulé de grès, perforé de trous de lithophages.
	300,00 à 309,10 ou 309,57	Grès grossier grenu, feldspathique, très micacé, charbonneux; lits charbonneux, charbon brunâtre; au sommet, une surface horizontale vernie. Inclinaison 28°. Diaclase verticale tapissée de chlorite argileuse verdâtre.

Anticlinaux séniles et anticlinaux rajeunis; leurs caractères morphologiques,

par CH. STEVENS.

Nous connaissons tous les caractères morphologiques des plissements du Condroz. Ils sont d'apparence très régulière, assez serrés, et l'inclinaison de leurs flancs est très accentuée. Ils appartiennent à une vieille chaîne de montagnes, la chaîne hercynienne, que l'érosion a plus ou moins nivelée à l'état de pénéplaine. Elle fait affleurer des roches plus anciennes dans les aires anticlinales et laisse subsister des roches plus récentes dans les aires synclinales.

Cette région est classique. Dès 1828, ses caractères morphologiques ont été signalés par J.-J. d'Omalius d'Halloy. Depuis lors, ils ont été rappelés par maints auteurs. Je n'insisterai donc pas ⁽¹⁾.

Je me bornerai à signaler que, pour ce genre de plis, c'est surtout l'inégale résistance des roches à l'érosion qui imprime au relief ses caractères essentiels. Si les crêtes du Condroz correspondent, presque toujours, à des aires anticlinales où affleurent les grès famenniens, les inversions de relief ne sont pas rares, telle la crête de Pourin, superposée au synclinal

⁽¹⁾ J.-J. D'OMALIUS D'HALLOY, *Mémoires pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques régions voisines.* Namur, 1828.

houiller d'Assesse; tel également le vallon de Dave, superposé à la « crête » tectonique du Condroz.

Ce genre d'anticlinaux a pour caractère essentiel d'appartenir à des plissements orogéniques importants. Ils ont été formés à une certaine profondeur. Ce sont des anticlinaux séniles.

Mais il existe une tout autre catégorie d'anticlinaux sur lesquels on n'a pas, je crois, attiré suffisamment l'attention, tout au moins au point de vue morphologique. Ils appartiennent aux plissements de couverture, confondus souvent avec les mouvements épirogéniques.

Lorsque, comme en Belgique septentrionale, une chaîne de montagnes est enfouie sous une épaisseur notable de sédiments plus récents, l'apparente régularité des terrains superficiels peut faire croire que la chaîne profonde est une chaîne morte, dépourvue de toute activité tectonique.

Il n'en est rien pourtant. Même si l'on ne devait se baser que sur les transgressions et les régressions marines, c'est encore à une influence tectonique qu'elles sont dues. Réellement, ce serait une conception bien simpliste de croire que les massifs continentaux, si hétérogènes, plongent dans les océans et en émergent, sans se déformer, comme s'ils étaient des blocs d'acier, d'une idéale rigidité.

D'ailleurs, il n'est pas nécessaire d'y regarder de bien près pour constater que la base des étages nouveaux révèle d'incontestables discordances de stratification. Il en serait ainsi si la Belgique devait être demain l'objet d'une nouvelle transgression marine. Tel qu'il en serait demain, il en a été autrefois. Ici, ce sont des lambeaux miocènes conservés dans des synclinaux très évasés; là, c'est l'émergence d'anticlinaux oligocènes. En d'autres points encore, c'est la disparition presque complète des assises éocènes.

Ces plissements de couverture amortissent considérablement à la surface les détails des plissements ou des mouvements tectoniques profonds. Tel charriage profond peut ne se traduire superficiellement que par une dépression tectonique, largement évasée et bordée d'un bourrelet. Un faisceau d'anticlinaux, profonds et rajeunis, peut ne se traduire à la surface que par une aire de surélévation.

Je pense que ce genre d'anticlinaux existe en Moyenne et en Basse-Belgique. Comme certains d'entre eux semblent avoir été l'objet d'une activité récente, se manifestant peut-être encore aujourd'hui, je les appellerai anticlinaux rajeunis.

Les caractères morphologiques de ces anticlinaux méritent d'être indiqués.

Si la surélévation anticlinale est très large et très récente, le relief se manifeste sur ses bords par un rajeunissement intense. A une faible distance des sources, les vallées s'approfondissent et leurs sections sont celles d'un V aigu. Si le sommet de la surélévation est formé de terrains meubles, ils peuvent se conserver pendant un temps d'autant plus long que la surélévation est plus large. La présence de ces terrains meubles et la vigueur des formes du pourtour témoignent de la jeunesse des actions tectoniques.

Le plateau d'Anderlues semble entièrement répondre à ce type de surélévation. Pourtant, il ne faut pas oublier que les sables bruxelliens qui le couronnent sont actuellement protégés contre l'érosion par leur revêtement quaternaire.

En d'autres points, certains anticlinaux sont plus étroits et plus exposés à l'érosion par leur situation topographique. Dans ces conditions, les terrains meubles ne se conservent pas longtemps à leurs sommets. Souvent, les crêtes anticlinales sont constituées d'assises relativement résistantes : argiles ou sables plus ou moins argileux ou gréseux.

Sur de tels anticlinaux, l'action de l'érosion se manifeste comme sur le bord abrupt d'une cuesta. Il y a pourtant une différence : dans une cuesta, l'abrupt ne se crée que du côté de l'amont-pendage des couches; dans un anticlinal rajeuni, il se crée de part et d'autre de l'axe.

Le noyau tectonique d'un tel anticlinal s'indique sur la Carte géologique par un lambeau de couches à la fois plus récentes et plus résistantes que les couches environnantes; tandis que le noyau tectonique d'un anticlinal sénile se reconnaîtra toujours à la présence de couches plus anciennes.

Enfin, tout comme une cuesta, l'anticlinal rajeuni peut-être réduit à l'état de buttes-témoins.

L'existence de buttes-témoins ou de lambeaux de cuestas a parfois été attribuée à une inversion de relief. L'affaissement tectonique a permis, dans ce cas, à une assise résistante de se présenter à l'érosion à une altitude relativement basse et de protéger localement les assises sous-jacentes. Nous venons de voir que le phénomène inverse peut se présenter, car une butte-témoin peut très bien correspondre à un ancien axe anticlinal.

Il ne sera pas toujours aisé, pour une butte-témoin déterminée, de dire si elle provient d'une cuesta, d'un anticlinal rajeuni ou si elle résulte d'une inversion de relief.

Les formes du terrain dépendent de nombreux facteurs. Sous l'influence d'une situation topographique exceptionnellement favorable, un anticlinal rajeuni, même large et récent, peut subir une sénilité précoce, laissant affleurer un large noyau anticlinal.

Dans les études qui vont suivre, j'espère pouvoir signaler, en Belgique même, différentes régions anticlinales répondant à ces catégories.

Sur quelques formes topographiques anciennes au Sud de Louvain ⁽¹⁾,

par CH. STEVENS.

Sur le territoire de la commune de Blanden, à six kilomètres au Sud de Louvain, on observe un petit massif dont les contours s'expliquent assez mal si l'on ne tient compte que du réseau hydrographique actuel.

Au Sud, il est limité par un escarpement continu, long de deux kilomètres, passant par le village de Blanden; mais cet escarpement n'est pas rectiligne. Dans sa partie occidentale, il se dirige vers l'Ouest; dans sa partie orientale, il s'incurve vers le Sud pour aboutir à un seuil, à la cote 76, au Sud de La Rosée.

Le sommet du massif est étroitement tabulaire. Il atteint la cote 96 et domine d'une vingtaine de mètres le pays environnant. Sa limite Nord est beaucoup moins nette. Elle détache trois croupes dirigées vers le Nord. La première passe par Kleinen-Feerbeek Berg et le mamelon 75; la seconde par Haesrode et le Galgenberg; la troisième par le Krayen Berg et le mamelon 74 (500 mètres Sud-Ouest de la station de Corbeek-Loo).

Entre ces croupes s'intercalent des vallons secs qui descendent vers le Nord et qui, eux aussi, semblent avoir été façonnés par une morphologie ancienne.

L'ensemble du massif de Blanden présente tous les caractères d'une butte-témoin, déchiquetée par l'érosion et détachée d'une côte ou cuesta. De fait, la Carte géologique indique que le sommet du massif est protégé contre l'érosion par un facies du Tongrien (Oligocène moyen) : l'argile de Blanden, notée *Tg1n*.

Ceci établi, on peut se demander :

1° Quelle est la côte (ou cuesta) dont a été détaché le massif de Blanden ?

(1) Voir les planchettes, Louvain, Lubbeek, Hamme-Mille et Meldert de la Carte topographique au 20.000^e.

2° Quel est l'agent d'érosion qui a façonné sa limite Sud et les vallons secs qui descendent vers le Nord ?

1° Le prolongement Ouest du massif de Blanden aboutit rapidement à la vallée de la Dyle, dont l'érosion transversale a effacé toute trace de la côte. Pourtant, il semble qu'on puisse lui rapporter les escarpements qui dominent le village de Vaelbeek et la rive Nord du ruisseau des Eaux-Douces. Ces mêmes escarpements forment la limite méridionale du bois d'Héverlé. Cela semble d'autant mieux indiqué que cet escarpement détache, lui aussi, une croupe dirigée vers le Nord et dessinée dans le bois d'Héverlé, à moins d'un kilomètre de la route de Namur.

Vers l'Est, la côte de Blanden aboutit à la vallée transversale du Bierbeek; mais la côte se retrouve au delà, suivant une crête qui va du plateau de Kleine Heide à la station de Vertrijck.

L'accident topographique le plus remarquable est le plateau de Kleine Heide (102 mètres) surmonté d'un lambeau d'argile rupélieuse, intercalée dans ses sables inférieurs et supérieurs (Oligocène moyen) et, pour sa partie occidentale, d'une mince pellicule résiduelle de sables boldériens (Miocène moyen). La base de ces sables semble résister assez bien à l'érosion.

L'examen de la carte montre que, comme le massif de Blanden, le massif de Kleine Heide présente tous les caractères morphologiques de la côte ou cuesta. Comme ce massif, il détache trois croupes vers le Nord : celle qui s'allonge entre le vallon du Bierbeek et le ruisseau de Haute-Bruyère; celle qui se termine à la station de Lovenjoul et celle qui passe par le Galgenberg (92 mètres).

L'orientation générale des massifs de Blanden et de Kleine Heide et la similitude de leurs formes topographiques permettent d'affirmer qu'ils appartiennent à la même côte ou cuesta. Nous l'appellerons côte de Blanden-Vertrijck.

Il semble d'abord qu'on doive voir ici l'influence de deux érosions successives. La plus ancienne a façonné les pentes Sud de la côte de Blanden-Vertrijck. La plus récente a scindé cette côte en deux parties en formant le vallon du Bierbeek.

La nature géologique de ce vallon nous a été décrite récemment par M. F. Halet. Superposé à un anticlinal tertiaire d'axe Nord-Sud, M. F. Halet y voit, avec raison, la formation d'un vallon anticlinal dont l'érosion aurait été facilitée par l'affleurement des sables yprésiens (*Yd*) (Éocène moyen).

Cela est très exact. En me basant à la fois sur la surface

profonde du Primaire et sur des arguments morphologiques, j'avais pu faire pressentir l'existence de cet anticlinal dès le mois de juillet dernier (1).

Néanmoins, je crois utile d'insister quelque peu sur la façon dont ce vallon s'est formé.

Il est probable qu'au cours de l'évolution du relief, le vallon de Bierbeek n'avait pas plus d'importance que les autres vallons descendant de la côte de Blanden-Verrijck que nous avons signalés. On peut même se demander s'il n'a pas été formé après eux; car, à priori, la création d'un vallon anticlinal, en terrain meuble, ne s'explique guère. Mais il est remarquable que, de tous ces vallons, il soit le seul à avoir, par érosion régressive, découpé et franchi la côte de Blanden-Verrijck.

La surface actuelle du plateau se trouve à des altitudes variant de 75 à 96 mètres. Aux environs de Corbeek-Loo, le sommet des sables yprésiens ne semble guère dépasser la cote 60. Si le sable yprésien a joué un rôle dans la formation du vallon du Bierbeek, ce ne peut donc être qu'au moment où l'érosion du vallon de Parc était descendue à ce niveau.

Tous les terrains supérieurs au sable yprésien sont des terrains meubles. Mais ce sable est extrêmement fin et plus meuble encore. Son entraînement par les eaux est des plus aisés. Dès que l'érosion a atteint le sommet de ce sable, le vallon du Bierbeek s'est rapidement développé. L'érosion régressive lui a fait franchir la côte de Blanden-Verrijck, lui a fait découper transversalement les formes topographiques préexistantes et lui a même permis de reporter sa source notablement au Sud.

Quelques détails topographiques permettent de voir qu'il en est bien ainsi :

De la source du Bierbeek à son confluent, à Corbeek-Loo, il y a cinq kilomètres. Aucun affluent Sud du ruisseau de Parc n'atteint ce développement.

Bien plus, le cours du ruisseau de Parc, en amont du confluent, est plus court que celui de son affluent, le Bierbeek. L'influence morphologique de l'affleurement anticlinal des sables yprésiens est donc bien démontrée.

Nous en déduisons que la formation du vallon du Bierbeek est très récente. Ce qui importe pour nous, c'est l'existence, au

(1) CH. STEVENS, Quelques remarques sur la Morphologie de la Belgique. (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrolog.*, t. XLI, 23 juillet 1931, pp. 124-141.)

Sud de Louvain, de deux topographies. L'une est jeune et très accusée, c'est celle du vallon du Bierbeek; l'autre est vieille et déchiquetée, c'est celle de la côte de Blanden-Vertrijck.

La coexistence de ces deux topographies tend à rendre assez compliquée la morphologie de détail aux abords Sud de Louvain.

2° Nous pouvons nous demander quel est l'agent morphologique qui a façonné l'escarpement Sud de la côte de Blanden-Vertrijck et qui a permis l'érosion des vallons descendant vers le Nord.

Au Sud de Kleine Heide existe un vallon Ouest, celui du Cleynbeek, qu'on peut considérer comme une des sources de la Velpe. En effet, la Velpe proprement dite ne commence qu'à Neervelp, lieu de convergence de nombreux vallons, dont plusieurs sont devenus des vallons secs.

Le creusement du vallon de Cleynbeek est découpé par l'érosion tardive du vallon du Bierbeek.

C'est donc à l'érosion du vallon subséquent du Cleynbeek qu'il faut attribuer le façonnement Sud du plateau de Kleine Heide. Pourtant le fond du vallon présente des formes topographiques très arrondies. Il est donc probable que le Cleynbeek ne s'est guère prolongé vers l'amont. D'ailleurs, la carte montre que l'amphithéâtre morphologique entourant les sources de la Velpe est presque complet. Si le vallon du Bierbeek l'a érodé en partie, ce ne peut être que très faiblement.

Le plateau de Blanden est bordé au Sud par un vallon sec qui aboutit vers l'Ouest aux Eaux-Douces. Mais ici, les formes d'érosion prennent un caractère tout à fait disproportionné à la faible importance du ruisseau des Eaux-Douces. La largeur de la dépression topographique des Eaux-Douces atteint, en effet, quatre kilomètres et sa limite Sud passe dans la forêt de Meerdael, à proximité de la borne 8 de la route de Louvain à Namur.

Le cours actuel des Eaux-Douces ne dépasse pas quatre kilomètres. En amont de sa source, le thalweg sec se prolonge encore sur trois kilomètres, jusqu'à la cote 76, au seuil de La Rosée.

Le resserrement de la vallée, marqué par l'incurvation de la côte de Blanden vers La Rosée, indique qu'on se rapproche des anciennes sources des Eaux-Douces. L'origine première de la vallée ne doit donc pas être recherchée au delà de l'emplacement actuel du vallon du Bierbeek. Il n'en est pas moins vrai

qu'il existe une disproportion flagrante entre l'ampleur de l'ancienne vallée et le cours actuel du ruisseau.

Au Sud de Louvain, nous rencontrons donc, de toutes parts, les traces d'une érosion plus puissante que celle qui s'exerce aujourd'hui. Résumons-les : ce sont le façonnement incisif du bord Sud de la côte Blanden-Vertrijck, l'existence de vallons secs, bien développés, autour des sources de la Velpe, l'existence de vallons secs au Nord de la côte Blanden-Vertrijck, la disproportion existant entre le faible cours des Eaux-Douces et l'ampleur de leur bassin.

A mon avis, cette puissante érosion doit être recherchée dans une situation hydrologique ancienne dont les effets n'existent plus.

Le début du cycle d'érosion actuel est postpliocène, Neervelp, centre de convergence des sources de la Velpe, se trouve à moins de trois kilomètres de la bordure Sud du Hageland, recouvert d'épais sédiments diestiens (Pliocène inférieur). Même si quelques géologues tendent à restreindre l'extension des sédiments diestiens, admise par Cornet, il est difficilement niable qu'ils se soient étendus au Sud des sources de la Velpe.

En dessous des sédiments diestiens on rencontre l'argile rupélienne (Oligocène moyen) et les argiles tongriennes (Oligocène inférieur). Comme il existe encore aujourd'hui un lambeau d'argile rupélienne au Kleine Heide, on peut croire que l'extension de cette argile vers le Sud était considérable et, en tous cas, suffisante pour porter une importante nappe aquifère.

Or, le cycle d'érosion actuel a commencé après le retrait de la mer diestienne. Dès que le creusement des vallées a atteint l'argile rupélienne, l'érosion verticale a été renforcée par l'apport de sources abondantes. Peut-être ce phénomène s'est-il encore accru lorsque l'érosion a atteint le niveau d'argiles tongriennes, telle que l'argile de Blanden. Si les apports des sources travaillaient uniquement en faveur de l'érosion verticale, on ne peut nier que l'aplatissement des versants ait été, lui aussi, facilité par l'ouverture de sources latérales et par l'abondance des suintements.

Si nous faisons abstraction de toute influence tectonique, de toute variation dans l'importance des précipitations, il est probable que c'est alors qu'au Sud de Louvain, le cycle d'érosion a connu son maximum d'activité.

Mais cette activité ne devait être que passagère. L'érosion, en entamant les assises argileuses, en limitait, par le fait même, l'extension et les zones d'alimentation. En multipliant les

vallées, elle multipliait les sources aux dépens de leurs débits et la nappe se drainait insensiblement.

Les débits sont devenus pratiquement nuls, lorsqu'il n'existait plus que des buttes-témoins ou lorsque les assises argileuses ont été réduites à l'état de croupes insuffisamment développées.

Dès lors, les sources des rivières ont été rejetées de beaucoup en aval, aux points favorables d'émergence de la nappe du Bruxellien. Elles ont alors abandonné, vers l'amont, à l'état de vallons secs, les thalwegs où coulaient autrefois les eaux provenant de sources abondantes.

Toute la topographie du Sud de Louvain, au-dessus du point d'émergence des sources bruxelliennes, est l'image d'une hydrographie considérablement appauvrie, mais qui n'a pas complètement disparu.

En résumé :

1. Contrairement à une première apparence, les formes topographiques du Sud de Louvain dérivent du même cycle d'érosion.

2. Sous l'influence des érosions opposées de deux cours d'eau subséquents : les Eaux-Douces et le Cleynbeek, il s'est d'abord formé un col, puis une côte ou cuesta, de Blanden à Vertrijck.

3. Lorsque le cycle d'érosion eut permis le découpage des assises rupéliennes et tongriennes, cette érosion a connu une grande activité résultant des apports de nombreuses sources.

De la partie supérieure du relief, ainsi tracé, il ne subsiste plus que des buttes-témoins, d'apparence sénile, et des vallons secs.

4. Beaucoup plus tard, l'anticlinal du Bierbeek ayant permis l'affleurement des sables yprésiens dans le lit du ruisseau de Parc, l'érosion régressive s'est puissamment exercée le long de cet affleurement anticlinal. Le ruisseau du Bierbeek a pu scinder la côte de Blanden-Vertrijck et reporter même sa source à 500 mètres au delà.
