

COMPTE RENDU  
DE LA  
**SESSION EXTRAORDINAIRE**

DE LA  
**SOCIÉTÉ BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE**

ET DE LA  
**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE**

*tenue à Arlon et à Florenville, du 16 au 20 septembre 1911*

PAR

**A. JÉROME**

(Excursions des 16, 17, 18 et 19 septembre)

**P. FOURMARIER**

(Excursion du 20 septembre et compte rendu  
des séances)

ET

**V. DONDELINGER**

(Excursion aux minières de Rodange)

---

PLANCHES II A IV.

---

La session extraordinaire a été tenue en commun avec la Société géologique de Belgique.

Les personnes suivantes y ont pris part : MM. H. BARLET, P. FOURMARIER, L.-C.-A. LEGRAND, A. LEMONNIER, M. LERICHE, M. LOHEST, C. MALAISE, P. QUESTIENNE, G. UHLENBROECK, membres des deux Sociétés;

MM. A. HEGENSCHIEDT, A. JÉROME, G.-T. PAQUET, I. TEIRLINCK, membres de la Société belge de Géologie ;

MM. J. ANTEN, R. ANTHOINE, A. DELOGE, L. DEMARET, H. DERAUW, M.-V. DONDELINGER, ED. LIAGRE, D. MARCOTTY, J. VRANCKEN, membres de la Société géologique de Belgique.

Les personnes suivantes, étrangères aux deux Sociétés, ont également suivi les travaux de la session :

MM. BURTON, R.-C., geologist, B. Sc. F. G. S., à Liège, Paul CHAUDOIR, étudiant, à Liège, L. CORNU, ingénieur principal des Ponts

et Chaussées, président de la Société géologique du Luxembourg, à Arlon; Paul DEVIVIER, étudiant, à Liège; Ed. GRÉGORIUS, docteur en médecine, à Arlon; GALVANOWSKY, ingénieur, à Liège, Albert LASSINE, ingénieur aux chemins de fer de l'État, à Namur; Charles LEMAIRE, ingénieur aux chemins de fer de l'État, à Arlon; Carlos VERLINDEN, commissaire voyer, à Arlon.

MM. CUVELIER, GREINDL, HALLET, J. LIBERT, G. MATTHEW, MOURLON, RUTOT, L. DE DORLODOT, BERTIAUX, NEEFS s'excusent de ne pas pouvoir prendre part à la session.

### Excursion du samedi 16 septembre.

#### LES FACIES DU VIRTONIEN DES ENVIRONS D'ARLON.

Pénétrant dans la gare d'Arlon par l'entrée des ateliers, nous nous dirigeons vers l'Est, en longeant la remise des locomotives, et derrière les rames de wagons s'offre à nous du côté Nord une superbe coupe du Virtonien inférieur qu'une nombreuse équipe d'ouvriers est en train d'entailler.

Les assises consistent en couches de marne noire, alternant avec des bancs de calcaire argilo-sableux épais très délitables.

Les excursionnistes ont ramassé de nombreuses *Gryphæa cymbium*, plus larges et plus longues que *Gryphæa arcuata*, moins arquées et dépourvues du sillon latéral caractéristique que présentent ces dernières.

Les bancs ont une allure très régulière et un pendage Sud-Est dont M. Questienne a déterminé sur-le-champ la valeur (= 4°,5). Cette direction Sud-Est de l'inclinaison des couches diffère de l'inclinaison Sud ou Sud-Ouest du lias inférieur dans la région, ce qui est en concordance avec le mouvement de bascule que subit la mer du bassin de Paris à l'époque du Sinémurien supérieur (marnes de Strassen) et du Virtonien inférieur, mouvement qui sera signalé plus loin.

Les couches de marne et les bancs de calcaire supérieurs sont gris jaunâtre par altération : la teinte noir bleuâtre des calcaires s'observe dans la partie centrale des blocs cassés, la couleur primitive des marnes, dans la partie médiane des assises.

Au niveau du rail, un banc épais de 4 mètre environ, plus gréseux, semble être la continuation d'une couche sableuse qui s'épanouit vers l'Ouest.

C'est à la longitude d'Arlon, en effet, que s'effectue le passage du facies marneux à l'Est au facies sableux à l'Ouest.

La légende de la Carte au 40 000<sup>e</sup>, sous l'inspiration de Dewalque et Dormal, note le Virtonien inférieur *Vra* et distingue :

*Vra<sup>s</sup>* <sup>(1)</sup> (sable et grès de Virton),  
*Vra<sup>m</sup>* (marne sableuse de Hondelange).

Mais sur la feuille Habay-Arlon, il n'y a que deux points d'observations notés *Vra<sup>m</sup>*, et ils sont à l'Ouest d'Arlon, alors que le facies marneux se développe à l'Est ! Dans la région d'Autel, voisine de Hondelange, où le facies marneux a son développement maximum, pas un seul *Vra<sup>m</sup>* ! Il y a là un manque évident d'exactitude dans l'observation. L'erreur provient d'ailleurs en partie de ce que Dewalque a noté les marnes inférieures *Vra<sup>m</sup>* comme marnes de Strassen à gryphées (*Snbm*).

L'étude prolongée et serrée que nous avons faite de la région nous a amené à distinguer, à proximité d'Arlon, deux niveaux de *Vra<sup>s</sup>* que nous notons *Vra<sup>si</sup>* (Virtonien sableux inférieur) et *Vra<sup>ss</sup>* (Virtonien sableux supérieur), le premier formé de sable et grès calcareux, le second de sable sans grès, du moins dans le haut, et ayant une teneur à peu près nulle en calcaire.

De même, nous divisons *Vra<sup>m</sup>* en :

*Vra<sup>ms</sup>* (marnes de Hondelange supérieures),  
*Vra<sup>mm</sup>* (marnes de Hondelange moyennes),  
*Vra<sup>mi</sup>* (marnes de Hondelange inférieures).

Les relations entre les divers facies avant la faille Wolkrange-Arlon devaient être telles que les représente la coupe schématique suivante :

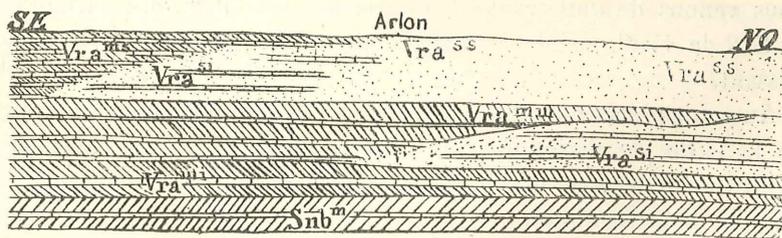


Fig. 1. — COUPE MONTRANT LES RELATIONS DES FACIES DE *Vra* AVANT LA FAILLE DE WOLKRANGE-ARLON.

(1) La légende de la feuille 219 porte, par suite d'erreur typographique sans doute : « Schiste et grès de Virton ».

Ainsi les facies sableux et marneux se pénétraient et se terminaient l'un dans l'autre en biseaux.

La faille a modifié ces relations comme l'indique la figure suivante :

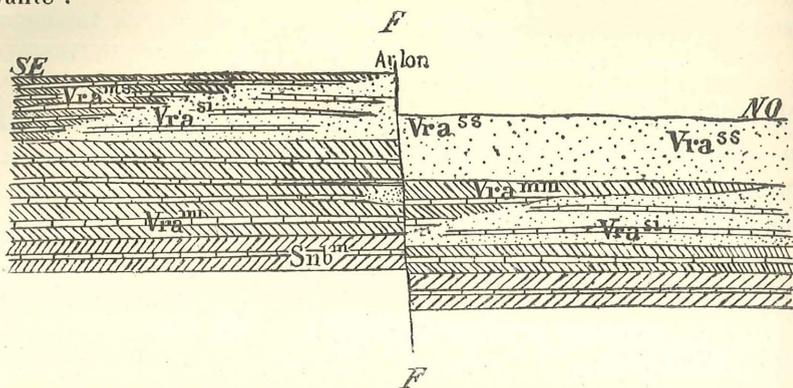


Fig. 2. — LA COUPE PRÉCÉDENTE, APRÈS LA FAILLE, ABSTRACTION FAITE DES ÉBOULIS ET DES EFFETS DE LA DÉNUDATION.

Après ces observations, nous traversons les voies ferrées et remarquons, sur le flanc Sud de la tranchée, les mêmes assises dans une coupe datant d'une dizaine d'années : là les bancs en saillie sont fortement altérés, désagrégés dans la partie supérieure en plaquettes parallèles à la stratification.

En nous dirigeant ensuite vers l'Ouest et en nous plaçant sur le chemin de Sesselich, un peu au Nord de l'embranchement qui se détache vers Weyler, nous voyons à droite lorsque nous sommes tournés vers le Sud, des affleurements bien apparents de *Vra<sup>ss</sup>* avec couverture de *Vrb*, au niveau de la tranchée du chemin de fer que nous venons de quitter, dont les couches de *Vra<sup>mi</sup>* sont surmontées au Sud de *Vra<sup>ss</sup>*, visible dans une sablonnière que nous avons vue en passant.

Au point précis où nous nous plaçons, nous sommes sur le passage de la faille de direction Nord-Sud, passant à l'Ouest de l'église Saint-Donat et suivant à peu près le chemin de Sesselich jusqu'à la chapelle Saint-Antoine.

Continuant notre promenade vers l'Ouest, nous arrivons aux carrières de sable de Schoppach, qui nous présentent leur escarpement vertical, à quelques mètres au Sud de la route d'Arlon-Virton.

La couverture est constituée de 1 mètre environ d'argile schistoïde d'Ethe (*Vrb*) altérée, ayant à la base un banc argilo-sableux empâtant

des plaquettes de grès ferrugineux. Les sables sont donc à la partie supérieure de *Vra*. Des diaclases les recoupent dans diverses directions; sur les parois de certaines d'entre elles, mises à nu par les progrès de l'exploitation, on observe de véritables placages noirs de pyrolusite.

Dans les carrières de Schoppach, on peut très bien faire les observations que nous avons consignées dans notre texte explicatif du levé géologique de la planchette d'Arlon et que nous reproduisons ci-dessous :

*Vra<sup>ss</sup>*. — Au-dessus du *Vra<sup>mm</sup>*, à l'Ouest et au Nord d'Arlon, s'observent des sables sans grès *Vra<sup>ss</sup>*, qui ont une puissance d'une quarantaine de mètres aux buttes de Stockem, un peu moindre au Nord de Freylange et se retrouvent sous *Vra<sup>ms</sup>* et *Vrb* à Toernich et plus au Sud. Ce sable sans grès est remarquable aussi par l'absence de calcaire; les eaux qui en sortent et qui alimentent le village de Stockem et la gare d'Arlon n'ont que 3 ou 4 degrés hydrotimétriques; même observation pour les eaux du puits de la propriété du bois d'Arlon où l'on a creusé 10 mètres dans le schiste d'Éthe, 25 mètres dans le sable.

Il est, dans la partie Sud-Ouest de la planchette, recouvert par *Vrb* ou le limon caillouteux et ferrugineux du Hirtzenberg; en d'autres endroits encore, particulièrement entre Bonnert et Arlon, par un mince dépôt limoneux ferrugineux.

Là où existe une couverture ferrugineuse qui n'est pas trop épaisse pour qu'elle puisse être traversée par les eaux météoriques, la partie supérieure des sables présente des linéoles ou marbrures rougeâtres ou jaunâtres à allure souvent horizontale qui fait penser tout d'abord à une série de strates de couleurs différentes; mais une observation plus attentive, une constatation de l'allure irrégulière des linéoles, font rejeter cette interprétation.

La véritable explication nous paraît être la suivante : les eaux météoriques descendent acidifiées par le gaz carbonique ou les acides humiques à travers la couverture et se chargent de sels de fer, pénètrent dans le sable qu'elles humectent à une profondeur plus ou moins grande, variant avec l'abondance des précipitations. Ces sables constituent des *terrains perméables en petit*, suivant l'expression de M. René d'Andrimont (1).

(1) RENÉ D'ANDRIMONT. *La science hydrologique, ses méthodes, ses récents progrès, ses applications.* (REVUE UNIVERSELLE DES MINES, DE LA MÉTALLURGIE, ETC., mai 1906, pp. 158 et 169.)

L'eau y descend lentement, non par capillarité, mais à l'état *superficiel*, c'est-à-dire que la surface libre des grains est enduite d'une pellicule d'eau extrêmement mince, qui fait corps avec elle (1). Une grande partie de l'eau qui les pénètre n'atteint pas la nappe aquifère sous-jacente; au contraire, dans l'intervalle des précipitations, pendant la belle saison particulièrement, elle remonte appelée par l'évaporation qui se produit à la surface du sol. L'eau qui remonte en vapeurs dépose au contact des grains de sable des sels de fer qui, décomposés, donnent l'hydroxyde de fer. Cet hydroxyde n'est donc pas généralement dû à la transformation des éléments constitutifs des sédiments, à moins que le sable ne soit glauconieux, ce qui n'est pas le cas dans la région; c'est un apport par l'infiltration des eaux, suivi d'un dépôt, d'un rappel du dissolvant vers la surface et d'une décomposition du dépôt.

Faut-il supposer que l'infiltration se fait latéralement suivant des fissures ayant l'allure des linéoles? L'existence de ces fissures n'est pas admissible. L'infiltration se fait donc verticalement. Comment dès lors expliquer l'alternance des sables blancs et des bandes brunâtres chargées de fer?

Très simplement, si l'on admet, ce que vérifie d'ailleurs l'analyse mécanique, que les sables ne sont pas homogènes, mais comprennent des couches renfermant des quantités inégales d'éléments fins particulièrement argileux.

Nous avons fait à ce sujet et à diverses reprises une expérience très simple. Ayant superposé dans un entonnoir en verre, dont le fond est bouché par un tampon d'ouate, des couches de sable pur et de sable mêlé d'éléments argileux, nous avons arrosé la surface d'une certaine quantité d'eau qui pénétrait plus ou moins profondément selon que l'arrosage était plus ou moins abondant, sans que jamais la quantité fût assez grande pour atteindre le fond; nous avons laissé entre les arrosages un temps suffisant pour que l'eau s'évapore entièrement. Les strates formées de sable mélangé d'éléments fins s'accusaient très nettement au bout d'un certain temps par une teinte beaucoup plus sombre. Cela se présentait lorsque le sable à gros grains était desséché, tandis que les couches à éléments fins étaient encore humides, et nous constatons ainsi que les dernières retenaient l'eau beaucoup plus longtemps que les premières.

---

(1) Voir note page 317.

Quand les unes et les autres étaient également séchées ou mouillées, la distinction se faisait beaucoup moins. Cette simple expérience montre que dans les couches de sables présentant des éléments fins en plus grande quantité, l'eau d'infiltration et d'évaporation séjourne plus longtemps; si cette eau entraîne des sels de fer, c'est dans ces couches qu'il se déposera de préférence, de sorte que les bandes brunes sont tout simplement des couches renfermant en plus grande quantité des éléments fins dans lesquelles les eaux ont déposé leurs sels de fer par suite d'un séjour plus prolongé. Ces alternances, qui se rencontrent si souvent dans les couches supérieures de *Vra*<sup>ss</sup>, s'observent aussi dans des sédiments de diverses époques géologiques. La même explication leur est applicable, à notre avis, si les sables ne sont pas glauconieux.

A des niveaux différents, mais le plus souvent à la partie supérieure de l'assise, on observe assez fréquemment, dans la coupe des sablonnières, des bancs de grès ferrugineux brun-noir, très dur, formé de grains de quartz agglutinés par la limonite. Ces bancs ont une épaisseur variant de 5 à 20 centimètres. Il y a aussi des lames minces de même composition, mais plus irrégulières d'allure, n'ayant que quelques millimètres d'épaisseur. Une fois formées, elles constituent un écran imperméable aux eaux d'infiltration et délimitent alors nettement une zone supérieure à sables jaunes et une zone inférieure plus claire ou blanchâtre. On observe aussi dans les couches supérieures des blocs ferrugineux ou des plaquettes paraissant provenir de bancs désagrégés. Par places, le sol est jonché de ces blocs ou de cailloux tantôt anguleux, tantôt arrondis; parfois aussi, on observe un vrai conglomérat constitué des mêmes débris et formant la base de la couverture limoneuse qui s'étend sur l'assise.

Ces bancs de grès ferrugineux ne constituent pas une assise distincte, mais un produit d'infiltration comme les linéoles rouge-brun avec abondance plus grande de dépôts d'oxyde de fer. Ils n'offrent d'ailleurs aucune continuité et présentent assez souvent, au lieu d'une direction plane, une surface supérieure concave. Parfois ils sont remplacés par de véritables lentilles creuses remplies de sable jaune. Traités par l'acide chlorhydrique bouillant, ils lui abandonnent l'oxyde de fer et laissent comme résidu des grains de quartz blanc.

*Utilisation de Vra*<sup>ss</sup>. — Le sable virtonien est employé à la fabrication du mortier, en mélange avec la chaux, pour le pavage; on en expédie en grande quantité, une trentaine de wagons par jour, dans les usines métallurgiques du département de Meurthe-et-Moselle où on l'utilise à divers usages; les principales exploitations sont

autour d'Arlon, à Schoppach, le long du vicinal d'Etthe, sur le chemin de Bonnert.

Des carrières de Schoppach nous passons à la carrière Barnich, à l'Est du vicinal Arlon-Etthe, auquel elle est raccordée.

Ici le sable n'est que partiellement recouvert par l'argile schistoïde d'Etthe altérée (photo 1).

Là où la couverture manque, on remarque la formation de tuf humique : du sable blanc au-dessus par lavage, du sable jaune en dessous; les deux sont séparés par une bande noire de quelques centimètres d'épaisseur de tuf à allure très irrégulière, avec de nombreuses apophyses saillant vers le bas. Cette formation est identique à celle qui existe en Campine et qu'a décrite avec beaucoup de détails M. Bradfer dans le *Bulletin de la Société belge de Géologie*.

Dans la carrière Barnich, le sable paraît plus compact qu'à Schoppach, les diaclases très rares, l'infiltration ferrugineuse moins prononcée, mais les marbrures rouges sont plus régulières; on n'y voit pas de grès ferrugineux, ni en plaques épaisses, ni en minces lamelles.

Le bas de l'escarpement sableux est nettement dépourvu de marbrures brunâtres.

A un certain niveau assez bas, M. Lohest fait remarquer une série de nodules teintés par l'hydroxyde de fer; entourés d'une sorte de carapace rose violacé.

Cette disposition lui fait présumer que toute la masse de sable a été primitivement colorée en jaune brunâtre; que la grande masse de sable a été lavée et que les rognons restant colorés sont des témoins de la roche primitive qui ont échappé au lavage général grâce à leur carapace protectrice. Nous nous rallions à cette interprétation, en admettant toutefois ce que M. Lohest admet : que les bandelettes colorées du dessus sont dues à un phénomène d'infiltration ultérieur. La coloration rose violacé me paraît due à un silicate de Mn.

Quittant la carrière Barnich, nous nous dirigeons vers les Buttes de Stockem, en traversant une région dont le modelé ressemble d'une manière frappante à celui de nos dunes littorales : des croupes mame-lonnées de hauteur variable alternant avec des dépressions (pannes) orientées de toutes les façons. La constitution lithologique : du sable blanc, un peu jaunâtre, pas le moindre rognon de grès, pas le moindre fossile, pas de calcaire, les eaux qui les traversent sont douces.

Notre opinion est que ces sables proviennent de dépôts littoraux sur côte basse, qu'ils ont été remaniés par le vent, à l'époque secondaire d'abord, et pendant la longue période d'émersions qui a suivi.

Ils sont généralement fixés maintenant par la végétation particulière qui les recouvre : bruyères, lichens, gnaphales, etc.; à certains endroits cependant, où ils sont mis à nu, le vent a prise sur eux et les déplace.

M. Max Lohest, à la vue de ces sables si purs, si meubles, qui ne portent aucune trace d'altération, émet des doutes sur leur âge secondaire et est porté à les considérer comme étant plus récents; mais il suffirait d'une promenade d'un jour dans la région située un peu plus au Sud pour constater de la façon la plus formelle que ces sables s'enfoncent sous des couches très fossilifères dont l'âge liasique ne peut être contesté.

Dans une sablonnière à l'Est de la grande butte de Stockem, on extrait du sable blanc renfermant 98 à 99 % de silice, qui sert à Longwy à la fabrication de briques réfractaires siliceuses. Dans la partie gauche de la carrière se voit une belle formation de tuf humique; la partie droite a été ravinée par un courant d'eau véhiculant du fer. De ce côté, il y a une couverture de limon jaunâtre entremêlé de blocs ferrugineux.

En dessous de cette couverture, dans le sable blanc, des linéoles brunâtres d'infiltration comme celles qui ont été signalées dans les carrières précédentes.

Pour nous rendre à la gare de Stockem, nous descendons du niveau de *Vra<sup>ss</sup>* sur *Vra<sup>mm</sup>* (marne moyenne) qui n'a qu'une épaisseur de quelques mètres, et nous la voyons en coupe sur le sable *Vra<sup>si</sup>* et dans une exploitation ouverte à proximité de la gare, du côté Est, le long de la route de Neufchâteau.

### Séance du soir du samedi 16 septembre 1911.

La séance est ouverte à 20 heures, à l'hôtel du Nord, à Arlon.

A l'unanimité des membres présents, le bureau de la session extraordinaire est constitué comme suit :

*Président* : M. C. Malaise;

*Vice-présidents* : MM. M.-V. Dondelinger et M. Lohest;

*Secrétaires* : MM. A. Jérôme et P. Fourmarier.

En l'absence de M. C. Malaise, M. Max Lohest prend la présidence; il remercie l'assemblée au nom du bureau.

La parole est donnée à M. JÉRÔME qui donne lecture de la correspondance.

MM. Cuvelier, Bertiaux, L. de Dorlodot, Greindl, J. Libert, G. Matthew, Neefs et A. Rutot s'excusent de ne pouvoir prendre part à la session; MM. C. Malaise, Dondelinger et G. Paquet s'excusent de ne pouvoir assister à toutes les excursions.

La Société des ardoisières de Martelange informe qu'elle pourra recevoir les excursionnistes le lundi 18 septembre dans la matinée.

M. Verlinden demande à être admis comme membre associé régénicole de la Société belge de Géologie.

MM. Jos. Libert et M. Lohest présentent comme membre effectif de la Société géologique de Belgique, M. Jules Libert, élève ingénieur, à Liège.

M. JÉRÔME expose comme suit les grandes lignes de la stratigraphie du Bas-Luxembourg.

Quand on a sous les yeux une carte géologique d'ensemble du bassin de Paris et des régions environnantes, on voit ce bassin formé d'une série de cuvettes *emboîtées les unes dans les autres*, contenues entre les terrains primaires de la *Bretagne*, du *Plateau central*, des *Vosges*, du *Hunsruck* et de l'*Ardenne*.

Le pourtour de ces cuvettes diminue naturellement de la périphérie vers le centre, et leur âge diminue de la même manière, les plus extérieures étant les plus anciennes, les centrales les plus jeunes.

Les couches géologiques qui les forment sont, d'une manière générale, légèrement inclinées vers le centre, ce qui indique que la mer où elles se sont déposées s'est approfondie au fur et à mesure qu'elle diminuait en étendue.

Le bassin de Paris a au Nord-Est une digitation des cuvettes les plus extérieures, une échancrure comprise entre l'Ardenne, l'Eifel, le Hunsruck; et l'on a l'impression que cette avancée du bassin de Paris s'est formée dans un *golfe* de la grande mer Parisienne des époques triasique et liasique, et le nom de *golfe du Luxembourg* a ainsi pris corps dans la littérature géologique.

#### LE GOLFE EST-IL ORIGINEL ?

Les mers triasique et jurassique du bassin de Paris étaient-elles fermées réellement au Nord et à l'Est, dans la région luxembourgeoise, tandis qu'elles étaient largement ouvertes au Sud-Ouest?

Telle est la question dont nous allons d'abord nous occuper.

M. le conseiller des mines D<sup>r</sup> Van Werveke, qui a étudié avec une si scrupuleuse attention les sédiments du Grand-Duché, d'Alsace-Lorraine et des contrées voisines, est le premier, à ma connaissance, qui ait attiré l'attention sur l'erreur à laquelle entraîne cette interprétation de l'aspect de la Carte géologique d'ensemble.

Comme argument très important à l'appui de sa manière de voir, il signale la différence de composition des sédiments au bord de l'Ardenne, d'une part, et du Hunsruck, de l'autre.

Le long de l'Ardenne, les assises du trias et du lias inférieur offrent des dépôts littoraux dans lesquels dominent les poudingues, les conglomérats, les sables et les grès.

Du côté du Hunsruck, au contraire, on remarque généralement des argiles, marnes, dolomies, matériaux qui, indubitablement, se sont déposés loin des côtes : c'est la composition normale de ces assises.

1<sup>o</sup> En outre, observant les *couches permienes (Oberrothliegenden)* à l'Est de Trèves, M. Van Werveke constate que les plus récentes sont situées plus à l'Ouest, en transgression sur les plus anciennes et recouvrant les terrains dévoniens en discordance.

Il en conclut que la mer est venue de l'Est, et de ce côté il y a eu érosion, mise à découvert des couches anciennes par enlèvement des couches les plus jeunes.

2<sup>o</sup> Le *grès des Vosges* (grès bigarré moyen), bien représenté à Trèves et les environs, donc en transgression vers l'Ouest par rapport au Permien, ne s'observe plus à l'Ouest de la Prum : il y en a dans le puits artésien de Mondorf, il n'y en a pas dans le sondage de Longwy.

Il est en transgression vers le Nord et vers l'Ouest par rapport au Permien, mais *il a une limite Ouest, dirigée Nord-Sud.*

Cette limite, suivant Van Werveke, passe certainement à l'Est de Malmédy, un peu à l'Ouest du golfe de Kommern, à l'Ouest de Mondorf, mais à l'Est de Longwy, à l'Ouest de Pont-à-Mousson, entre Commercy et Bar-le-Duc, à l'Ouest de Remiremont; atteignant les Vosges, elle s'incurve pour prendre à travers les Vosges et la Forêt Noire une direction Ouest-Est.

Le Hunsruck redressé s'avance encore comme promontoire entre deux parties de la mer du grès des Vosges, et il y a dans la région de Serrig, près de Sarrebourg (sur la Sarre inférieure), une région *très conglomératique*, correspondant au grès des Vosges supérieur, tandis que, à l'époque du *grès bigarré supérieur*, la mer couvre la pointe Sud-Ouest du Hunsruck et le *Muschelkalk inférieur, moyen et supérieur* s'y étendent en développement normal.

3° Le grès bigarré supérieur transgresse vers le Sud, dépassant le grès des Vosges, mais il n'atteint pas les bords Nord et Est du Morvan; sa limite passe vraisemblablement dans le voisinage de Bourbonne-les-Bains; plus au Nord, entre la Marne et Bar-le-Duc; en Belgique, près de Post, et à l'Ouest de Bodeux, près de Stavelot.

Donc bordure terminale à l'Ouest dirigée Nord-Sud.

4° M. Van Werveke admet la même direction pour la terminaison du Muschelkalk inférieur, passant par Oberfeulen, à l'Ouest d'Ettelbruck, à l'Ouest de Solgnes, localité un peu à l'Est de Pont-à-Mousson, à l'Ouest de Dieuze, en Lorraine annexée, à l'Ouest de Molsheim, dans la Basse-Alsace.

Dans toutes ces localités, la composition normale fait place à la composition gréseuse que l'on remarque au bord de l'Ardenne.

5° Même observation pour le Muschelkalk supérieur, très développé le long de la Sûre, de la Moselle, de l'Alzette inférieure, et qui vient mourir à *Bettborn*, à 3 ou 4 lieues au Nord-Est d'Arlon.

En résumé, M. Van Werveke admet pour les dépôts triasiques inférieurs et moyens une limite Ouest de direction approximative Nord-Sud.

Ainsi, au lieu d'avoir été formés dans un golfe ouvert vers l'Ouest et fermé au Nord-Est, ils auraient été déposés dans un golfe ouvert d'abord à l'Est et fermé à l'Ouest, puis il y aurait eu communication avec les nappes occupant l'Allemagne du Nord et centrale, puis, à travers l'Ardenne et l'Eifel, avec la dépression du Nord de la Belgique, de la Hollande et du Bas-Rhin!

Au Trias succède le Jurassique : Quelle est l'allure du rivage? Quelles sont les relations des mers et des parties émergées?

La communication, pendant le Trias de la mer Lorraine et Luxembourgeoise, avec la Campine et la Westphalie est attestée par des îlots de sédiments de l'époque, couvrant encore actuellement certaines parties de l'Eifel, et par des lambeaux de Malmédy, Stavelot et Basse-Bodeux; le golfe, ouvert à l'Est, est devenu un détroit, mais de l'époque jurassique, nous n'avons dans cette région aucun dépôt connu pouvant attester la liaison.

Van Werveke admet, sans signaler aucune preuve à l'appui, la continuation de l'ouverture vers l'Est du golfe de Luxembourg, car il combat l'opinion de la fermeture de ce côté énoncée par Joly dans son grand ouvrage : *Le Jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord-Est du Bassin de Paris* (pp. 72 et 74).

Mais si Joly affirme la fermeture du golfe du Luxembourg au Nord-Est aux temps jurassiques, il ne précise pas l'époque.

Or, une donnée très importante au sujet de la question qui nous occupe est venue s'ajouter tout récemment à nos connaissances.

Pendant cinq ans, de 1904 à 1909, la Société Solvay a fait exécuter des sondages dans la Campine pour la recherche de sel. Ces travaux n'ont pas été couronnés de succès au point de vue industriel, mais ils ont fourni une documentation importante au point de vue scientifique, et je me permettrai de vous lire, à ce sujet, un extrait du mémoire que notre collègue M. Stainier, géologue conseil de la Maison Solvay, a publié dans les *Annales des Mines*, tome XVI :

« *Jurassique : Hettangien.*

» La découverte la plus sensationnelle amenée par le sondage de Neeroeteren est certainement la rencontre (à la profondeur de 755<sup>m</sup>50) d'une épaisseur notable de Jurassique parfaitement caractérisé par la rencontre de nombreux fossiles. J'ai, en effet, trouvé dans les carottes du sondage plus de vingt-cinq débris d'ammonites pyritisées, dont quelques-unes en parfait état, avec les sutures très nettes.

» Cette découverte vient de combler, avec d'autres, l'énorme intervalle compris entre les mers jurassiques du bassin de Paris et celles du Nord-Ouest de l'Allemagne. Antérieurement à cette trouvaille, deux outliers semblables avaient déjà été signalés. Le premier fut signalé par von Dechen. (Cf. VON DECHEN : *Erlaut. d. geol. Karte d. Rheinprov. u. Westphal.*, t. II [1884], pp. 14 et 45, et M. BLANKENHORN : *Die Trias am Nordrande der Eifel*. Inaug. Dissertation, Bonn, 1885, C. Georgi, 136 p., 3 pl.) Cet outlier, situé à Drove, à mi-chemin entre Düren et Zulpich, est absolument identique à celui de Neeroeteren. Il se compose, en effet, aussi de schistes foncés avec ammonites pyritisées. Son âge est exactement le même. Enfin, il est séparé du continent paléozoïque par une bordure de trias et, chose capitale, il se trouve, comme à Neeroeteren, sur un palier bordant la grande fosse tertiaire que l'on peut suivre de là jusque Neeroeteren, en longeant le massif primaire de l'Eifel, d'Aix-la-Chapelle et des deux Limbourg. Le deuxième outlier jurassique a été rencontré beaucoup plus récemment au sondage de Bislich, dans la vallée du Rhin, près de Hanten. (Cf. SCHULZ-BRIESEN : *Die linksrheinischen Kohlen- und Kalisalzschlüss und das Minetlager der Bohrung Bislich*, Gluckauf, 1904.) Dans ce sondage on rencontra aussi les mêmes couches jurassiques qu'à Neeroeteren, mais là le Jurassique, plus complet, comprenait aussi, au-dessus, des couches du lias moyen avec minette oolithique, fait

capital qui accentue les ressemblances de cette région avec le Jurassique du Nord-Est du bassin de Paris.

» Le massif de Neroeteren est à 152 kilomètres au Nord de Jamoigne et du Jurassique du Bas-Luxembourg, là où l'assise hettangienne de la marne de Jamoigne présente identiquement les mêmes schistes avec bancs de calcaires gris et ammonites pyritisées et de petite taille. Enfin, Neroeteren se trouve placé à 122 kilomètres au Sud de Winterswijk, localité hollandaise, sur la frontière allemande, où les sondages ont recoupé récemment de l'Hettangien, avec des caractères absolument identiques. (Cf. VAN WATERSCHOOT, *op. cit.*) Entre Winterswijk et Neroeteren, mais bien plus près de la première localité, se trouve le sondage de Bislich.

*Carte de l'extension actuelle  
aux environs de la Belgique  
Du Jurassique et du Triasique.*

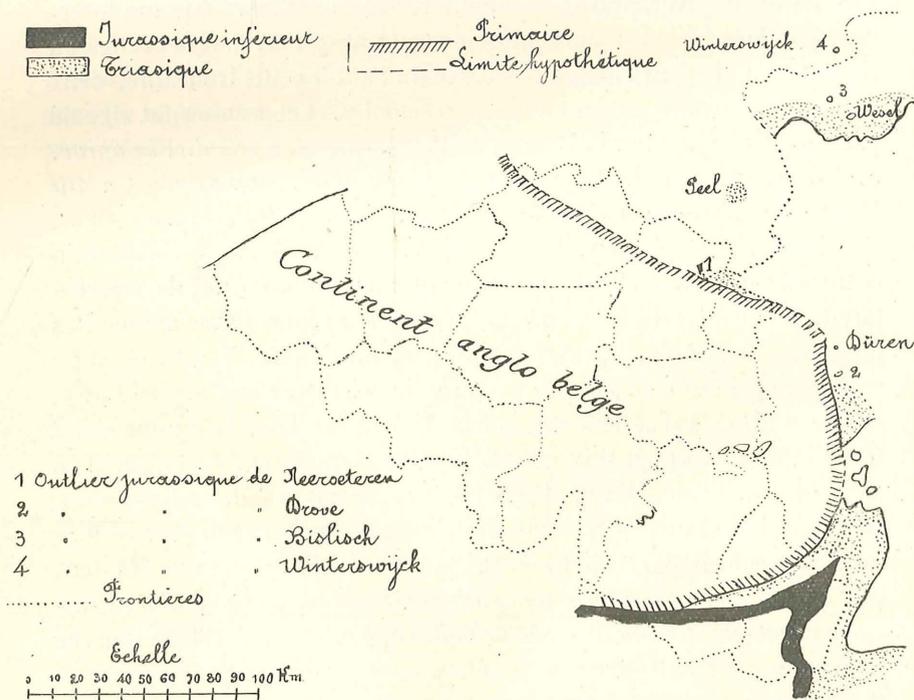


Fig. 3.

» Enfin, nous ajouterons encore que Neeroeteren se trouve à 70 kilomètres au Nord-Ouest de l'affleurement de Drove, cité plus haut.

» Est-il possible d'établir les relations d'origine qui ont existé entre ces divers outliers? C'est ce que nous allons essayer de débrouiller.

» En jetant les yeux sur la Carte géologique, on constate que le continent formé par le centre de l'Angleterre, la Belgique et l'Eifel occidental, reste de l'ancien soulèvement hercynien, que ce continent, dis-je, a été entouré, au Sud-Est, à l'Est et au Nord-Est, par une ceinture de la mer triasique. Il paraît même probable que cette ceinture se continue vers l'Ouest pour aller rejoindre la bordure triasique des Midlands d'Angleterre.

» Nous avons représenté sur la planche ci-dessus un croquis de la partie orientale de ce continent pour montrer le tracé de cette ceinture triasique. Celle-ci est continue, comme on le voit, sauf une interruption de 50 kilomètres, de Duren à Limbricht, où la présence de la fosse tertiaire n'a pas permis d'observations.

» Mais cette ceinture continue subsistait-elle encore aux temps jurassiques? Il me paraît qu'il est impossible de ne pas l'admettre lorsque l'on observe la parfaite coïncidence des deux outliers de Drove et de Neeroeteren avec cette ceinture triasique et l'identité absolue de la faune et des caractères lithologiques.

» Cela n'implique nullement que cette ceinture continue ait présenté partout les mêmes conditions bathymétriques.

» En effet, déjà dans le Sud du Luxembourg on voit le facies marneux et argileux de la marne de Jamoigne devenir graduellement sableux et gréseux, en s'approchant du Grand-Duché de Luxembourg, comme l'a montré M. H. Joly. [Cf. *Les fossiles du Jurassique de la Belgique*. (MÉM. DU MUSÉE ROYAL D'HISTOIRE NATURELLE DE BELGIQUE, A V, 1907.)] En réalité, d'ailleurs, ce que l'on a appelé golfe du Luxembourg est un détroit qui mettait en communication le bassin de Paris avec la mer anglo-allemande.

» Mais est-il possible de faire un pas de plus et de savoir si les mers triasiques et jurassiques non seulement ont entouré l'extrémité orientale du continent belge, mais même ont recouvert plus ou moins cette extrémité?

» Lorsqu'on examine une carte géologique d'ensemble de cette région, on y constate, aussi bien en Campine que sur le bord de l'Eifel et dans les deux Luxembourg, que les affleurements des terrains, depuis le trias jusqu'au tertiaire, présentent des bandes s'écartant de

plus en plus du massif paléozoïque. Il semblerait donc que nous ayons là un magnifique exemple de stratification en retrait. Comme une telle disposition en retrait est due à un soulèvement lent du continent forçant les rivages de la mer à reculer de plus en plus, il semblerait au premier abord que la question doive recevoir une réponse négative. Mais on sait que l'on peut obtenir une disposition en tout semblable à celle que présente la bordure secondaire et tertiaire de notre massif primaire, en admettant même qu'il aurait été recouvert par un manteau épais de Secondaire et de Tertiaire. Il suffirait pour cela de supposer que, le massif primaire s'étant soulevé en dôme avec son recouvrement plus récent, l'érosion postérieure aurait nivelé le tout en mettant à nu le noyau ancien avec les tranches arasées des terrains recouvrants.

» Il faut donc attaquer le problème d'une autre façon. Si tous les terrains récents environnant le massif paléozoïque étaient en stratification en retrait, tous les affleurements devaient se présenter avec des caractères littoraux. Or il n'en est rien. On ne trouve de dépôts littoraux dans les formations secondaires qu'à la base du Trias et à la base du Jurassique. En dehors de cela, il y a bien des étages à sédiments de mers peu profondes, mais il y en a aussi à sédiments plus pélagiques. On peut notamment citer les trois épisodes pélagiques de la Marne de Jamoigne (Hettangien), du schiste d'Etthe (Liasien) et de la Marne de Grandcourt (Toarcien). Cela prouve à toute évidence que le massif paléozoïque a été, pendant toute l'époque triasique et jurassique, dans un grand état de mobilité, tantôt se soulevant et refoulant la mer au loin, tantôt s'affaissant, lors des trois épisodes précités, et permettant alors aux flots de l'envahir. Jusqu'où se sont étendues, sur l'Ardenne, ces transgressions jurassiques? Il serait prématuré de le dire. La question ne peut être résolue que par une étude minutieuse et avec des faits qui manquent encore.

» On sait cependant que M. le baron Greindl a déjà réussi à prouver, par des considérations de géographie physique, que les mers du Jurassique s'étaient étendues à 40 kilomètres plus au Nord que les limites actuelles. [Cf. GREINDL, *Note sur l'extension des terrains secondaires dans le Bas-Luxembourg* (BULL. SOC. BELGE DE GÉOLOGIE, t. XV, 1904, Proc.-verb., p. 55).]

» Pour terminer, nous ajouterons que les découvertes de Drove, de Bislich et de Neeroeteren sont une nouvelle preuve de la prudence que l'on doit apporter dans les reconstitutions des géographies anciennes.

» Sans la présence de ces trois outliers perdus dans un immense

territoire, il ne serait venu à l'idée de personne de supposer une aussi vaste extension des mers jurassiques avec toutes les conséquences capitales que cette extension entraîne. »

Ainsi, c'est bien net : M. Stainier affirme la communication entre la mer hettangienne du Sud et celle du Nord de l'Ardenne, et personne ne méconnaîtra la valeur des arguments qu'il invoque.

Mais je ne puis pas le suivre dans toute l'étendue de ses conclusions.

Tout en faisant de prudentes réserves, à cause des faits d'observation qui manquent encore, M. Stainier paraît disposé à admettre que l'Ardenne et l'Eifel auraient été couverts par des sédiments pendant toute l'époque secondaire et même tertiaire.

M. Stainier fait état de l'absence de dépôts littoraux dans les formations secondaires en dehors de la base du Trias et de la base du Jurassique.

Il est fait état des épisodes pélagiques de la Marne de Jamoigne (Hettangien), du schiste d'Ethe (Liasien) et de la Marne de Grandcourt (Toarcien).

Je lui ferai remarquer que ces dépôts sont relativement peu épais, qu'ils ont pu se former non loin des côtes. Il n'est pas nécessaire pour la formation d'un dépôt limoneux ou argileux d'un grand éloignement du rivage : il suffit, par suite de la présence d'une fosse, d'une anse, que les eaux soient soustraites à l'action des vagues produites par les marées ou les tempêtes ; nous en avons assez d'exemples dans les mers actuelles, et nous signalerons particulièrement l'argile des polders.

D'autre part, les dépôts à caractère littoral dans le soi-disant golfe de Luxembourg existent à tous les étages, comme nous avons pu le voir déjà aujourd'hui et comme nous le verrons par la suite ; mais ce ne sont pas toujours des formations de côtes à falaises, mais plutôt des *sédiments de côtes basses*, comme il y en a à notre littoral actuel.

Au sujet de la question en cause, j'attire votre attention d'abord sur l'immense lacune existant à Neeroeteren. De l'Hettangien au Sénonien, il manque la plus grande partie du Lias, tout le Jurassique moyen et supérieur, une grande partie du Crétacé.

Il y a eu certainement émergence. Il est vrai qu'une partie des dépôts a pu être enlevée par dénudation avant la craie, mais encore l'émergence a-t-elle dû être de longue durée pour permettre l'enlèvement des sédiments disparus.

D'autre part, tandis que l'Hettangien d'une puissance de 69<sup>m</sup>50 à Neeroeteren (remarquez ce chiffre) est marneux et calcaireux, l'Hettangien dans notre région marque justement le commencement d'un phénomène remarquable, qui constitue un épisode capital dans l'histoire de la formation du sous-sol luxembourgeois.

*Je veux parler de l'ensablement.*

Quelques mots de ce phénomène.

Au Sud de Hettange (au Nord de la Lorraine cédée), les couches liasiques sont toutes à l'état de marnes, argiles, calcaires.

A partir de là, il s'intercale des sables, des grès avec faune littorale, et aussi des sables ne renfermant pas la moindre trace de fossiles, et, chose remarquable, tandis que l'ensablement dans le Sud-Est du Luxembourg commence dès la base de l'Hettangien, au fur et à mesure que l'on avance vers le Nord-Ouest, par Luxembourg, Arlon, Étalle, Florenville, Sedan, Mézières, la formation sableuse monte de niveau, recoupant les zones paléontologiques suivant une ligne oblique :

A Mondorf et Hettange, tout l'Hettangien est gréseux ; à Luxembourg, la base de la zone à *Schlotheimia angulata* (Hettangien) est marneuse, le reste est sableux, ainsi qu'une partie du Sinémurien.

A Arlon, la zone hettangienne marneuse croît ; un peu à l'Ouest de cette ville, l'ensablement gagne la zone à *Belemnites brevis*, le calcaire sableux d'Orval se substituant à la marne de Strassen.

A partir d'Étalle, l'Hettangien est entièrement marneux, la base du Sinémurien forme la marne de Warcq, surmontée des facies sableux des calcaires sableux d'Orval-Florenville ; plus à l'Ouest, les marnes et calcaires ont reconquis tout le Sinémurien ; le sable se confine dans le Lias moyen.

Nous faisons abstraction du poudingue de base, là où le Lias repose directement sur le Dévonien.

L'ensablement se continue dans le Lias moyen, où se présente le macigno d'Aubange, et même dans le Bajocien, où il est représenté par la formation ferrugineuse.

Ce n'est pas tout.

A partir de la partie supérieure du Sinémurien (zone à *Belemnites brevis*) et dans le Virtonien, le facies marneux se trouve à l'Est, le facies sableux à l'Ouest, comme si la mer avait subi un mouvement de bascule ; puis au Bajocien, nouveau mouvement de bascule, et la bordure gréseuse s'établit, comme à l'époque du grès de Luxembourg (Hettangien et calcaire sableux de Florenville), au Nord et à l'Est.

De ces formations gréseuses de différents âges, la plus développée est le grès de Luxembourg qui rentre dans le Hettangien et le Sinémurien et qui s'étend depuis Bittbourg, en Prusse, à travers le Grand-Duché, le Sud du Luxembourg belge, couvrant les territoires de Florenville, Sedan, Hettange, s'étendant bien au delà de Longwy, où un récent sondage lui a fait attribuer une puissance de 78 mètres, alors que dans une grande partie du Grand-Duché il est épais de plus de 100 mètres.

Pour expliquer l'ensablement, M. Van Werveke ne peut admettre avec raison un apport venant de la baie de Trèves, particulièrement en ce qui concerne les sables et grès de Virton et le calcaire sableux d'Orval.

Il a été produit, suivant lui, par des cours d'eau venant du Nord et se déplaçant de l'Est vers l'Ouest, au fur et à mesure que les sédiments se constituaient.

#### MESSIEURS,

En observant attentivement ces dépôts gréseux, leur allure, leurs relations avec la côte vraisemblable de la mer de l'époque et avec les autres sédiments entre lesquels ils s'intercalent, je ne puis me soustraire à une idée que je me suis suggérée depuis un certain temps déjà :

Cette idée, c'est le rapprochement entre la Manche, le Pas-de-Calais, la mer du Nord actuelle, d'une part, et la mer Jurassique du bassin de Paris, celle de la Campine, Hollande, Westphalie et le détroit qui les unissait, d'autre part.

L'analogie me paraît frappante : il y a même orientation, parallélisme en quelque sorte entre les deux détroits.

Or, que voyons-nous dans la mer qui baigne actuellement nos côtes ?

Un ensablement continu contre lequel nous luttons, qui éveille des craintes légitimes pour l'avenir de nos ports, malgré le mouvement de descente de notre côte bien constaté et qui en atténue les effets funestes.

Cet ensablement est dû à l'apport des cours d'eau charriant les produits de démantèlement des parties continentales; mais nul n'ignore que notre mer ne s'ensable pas par les apports seuls de nos cours d'eau et que les courants marins dus au jeu des marées répartissent aussi dans la Manche, le Pas-de-Calais et le Sud de la mer du

Nord les *sables venus du large*, les disposent en bancs parallèles aux rivages, bancs séparés par des dépressions; que ces bancs affleurent dans certains endroits à très faible profondeur, que des sables en provenant sont apportés sur nos côtes avec les coquillages qui les couvrent, que les mêmes sables chassés par les vents soufflant du large forment les *dunes*.

Je ne puis, dis-je, me soustraire à l'idée que des conditions semblables ont existé à l'époque du Jurassique inférieur dans le Luxembourg, et, *si nous pouvons prévoir*, dans un avenir encore bien éloigné, espérons-le, *la fermeture par remplissage du Pas-de-Calais*, nous sommes en mesure de concevoir *la fermeture par remplissage* du côté Nord-Est du détroit qui unissait la mer Campinienne et Westphalienne avec celle du bassin de Paris, à l'époque jurassique.

Ce ne sont là évidemment que des conjectures, et je suis disposé à entendre les objections que vous pourriez faire à ma théorie, mais, je vous le répète, cette idée est entrée profondément dans mon esprit.

Rien n'empêche, d'ailleurs, que la fermeture par remplissage sableux ait été facilitée par un phénomène concomitant : le soulèvement de la région qui s'étendait entre les deux mers, et ainsi se serait réalisée la première hypothèse de M. Stainier. *Nous aurions un magnifique exemple de stratification en retrait due à un soulèvement lent du continent forçant les rivages de la mer à reculer de plus en plus.*

Rien n'empêche non plus que la mer Jurassique se soit étendue assez sensiblement au delà des dépôts existant actuellement.

Ainsi, à mon avis, *la fermeture du détroit se serait faite à l'époque hettangienne*. Tandis que dans la partie de mer devenue golfe de Luxembourg les courants de marée continuaient à apporter les matériaux d'ensablement coucourant à le combler, *le détroit était soustrait à la sédimentation*. Ainsi s'explique l'immense lacune à *Neeroeteren* et *Drove*, qui étaient dans l'ancien détroit.

Plus au Nord, à Bislich, la mer de Westphalie continuait à déposer des sédiments, et c'est ainsi qu'on y trouve les couches du lias moyen et même la minette oolithique; et rien ne s'oppose à ce que, suivant l'idée suggérée par M. Stainier, l'audace des chercheurs en Campine ne soit récompensée par la rencontre des couches de minerai de fer oolithique dans le *Horst de Ven*.

M. LOHEST. — Il faut féliciter M. Jérôme de la méthode suivie dans son exposé. Jadis on se bornait à établir dans les terrains des divisions, des subdivisions et des successions d'assises. Plus tard on a recherché

des variations de composition des facies. Aujourd'hui on essaie de remonter aux causes de ces variations. Dans cet ordre d'idées, je ne pense pas qu'on puisse reconstituer avec certitude l'emplacement des rivages des anciennes mers. L'histoire de la Terre est une suite ininterrompue de phénomènes. La Terre n'a jamais cessé de se contracter, les continents de se désagréger, la mer de se déplacer. Mais on peut espérer, par l'étude lithologique et paléontologique des terrains, trouver pour une époque déterminée la direction de l'invasion ou du recul de la mer. M. Jérôme nous a parfaitement résumé les recherches faites sur ce sujet pour le golfe de Luxembourg; il nous a fait part également de très intéressantes observations personnelles et de vues nouvelles.

Nous serons tous d'accord pour penser que les limites des dépôts indiquées sur les cartes géologiques ne peuvent être considérées comme d'anciens rivages, même si ces limites correspondent aux affleurements de conglomérats.

Il faudra démontrer que ces conglomérats n'ont pas pu s'étendre plus loin ainsi que certains dépôts qui les recouvrent.

On possède des preuves indiscutables de l'existence ancienne de formations secondaires dans des régions où elles manquent aujourd'hui. L'existence dans le passé du Crétacé entre le Sud de la Hesbaye et le sommet de l'Ardenne au Hockay est certaine à mon avis.

Rien ne démontre que certains dépôts triasiques et jurassiques n'ont pas recouvert toute l'Ardenne avant le retour de la mer crétacée. Les dépôts de cette époque ont été certainement formés au détriment de couches plus anciennes.

Les principes les plus élémentaires de la stratigraphie nous obligent toujours à supposer que les couches sont continues en direction, en inclinaison et en épaisseur jusqu'à preuve du contraire. C'est en appliquant ce principe qu'on peut déterminer la rencontre probable de telle ou telle couche en profondeur. Mais l'opération que nous faisons pour l'intérieur du sol ou pour le bas, nous sommes également en droit de la faire pour le haut et d'évaluer ce qui peut avoir disparu par érosion.

Or, si on les prolonge par la pensée suivant leur pente, que l'on observe dans les dépôts jurassiques de la bordure Sud de l'Ardenne, on passe au delà des plus hauts sommets de cette région.

Nous venons de voir qu'à Arlon même la pente des couches jurassiques mesurée par M. Questienne est d'environ 4 %.

Mais les observations faites sur la bordure même de l'Ardenne au contact du Primaire seraient plus démonstratives. J'espère que nous aurons l'occasion d'en effectuer durant cette excursion.

Dans cet ordre d'idées, on peut se demander pourquoi ces dépôts du Trias et du Jurassique auraient été enlevés de l'Ardenne du Condroz et du Brabant, tandis qu'ils forment une série très complète au Sud.

Il faut d'abord faire intervenir un soulèvement antécrcétacé pour l'Ardenne, suivi d'un affaissement crétacé et d'un soulèvement tertiaire, c'est-à-dire une série d'oscillations dont on a des preuves si nombreuses en géologie. Mais en consultant une carte géologique, on est frappé de l'analogie que présente le golfe du Luxembourg avec le golfe secondaire et tertiaire qui s'étend au Nord de Bonn dans la plaine du Rhin. Les dépôts secondaires et tertiaires ne sont plus représentés en Ardenne que par quelques petits lots insignifiants qui, géologiquement parlant, ne tarderont pas à disparaître. La raison de leur conservation dans le golfe de Bonn est simple. Il s'agit d'une cuvette affaissée, traversée et limitée sur sa bordure par des failles d'effondrement plus ou moins parallèles, de direction Nord-Ouest-Sud-Est, failles bien connues par les sondages, les exploitations, et qui, amorcées dès le Secondaire, ont joué jusque dans le Quaternaire et s'accroissent encore vraisemblablement de nos jours.

Or, le golfe du Luxembourg est traversé par de nombreuses failles reconnues aussi bien par les levés géologiques de la surface que par les sondages et les travaux miniers. Ces failles, de direction Sud-Ouest-Nord-Est, sont également parallèles à l'axe de la cuvette. Sur le Rhin, ces failles correspondent vraisemblablement à l'effondrement d'un anticlinal transversal.

Il serait bien intéressant d'étudier la structure du Rhénan aux environs de Daun et de Manderscheid, d'y rechercher les failles et leurs relations tectoniques, sans perdre de vue que le rejet des failles peut être bien différent dans le Primaire et le Secondaire.

En résumé, plus on étudiera la géologie, plus on sera convaincu de l'immense durée des différentes époques et de la complexité des phénomènes qui s'y sont opérés. Rien que l'examen des conglomérats nous démontre que des montagnes énormes ont dû contribuer à les former.

D'autre part, les empiétements ont été entrecoupés de nombreuses oscillations secondaires, comme vient de nous l'exposer M. Jérôme.

M. JÉRÔME. — Je crois qu'il faut également faire intervenir les efforts de plissement. Il existe certainement une cuvette dans l'axe des terrains secondaires; elle passe par Weilerbach; d'autre part, il y a un anticlinal à Born. On constate, en effet, qu'à partir de Diekirch les couches s'enfoncent vers Weilerbach; à Diekirch, en suivant la Sûre, on voit le Keuper au sommet du Herrenberg, à plus de 200 mètres au-dessus du niveau de l'eau; il descend successivement au fur et à mesure que l'on avance; il atteint le niveau de la rivière à Weilerbach; à Echternach, les couches remontent et à Born on voit apparaître le grès bigarré. Plus au Sud, il existe encore d'autres plis.

M. Van Werveke se base sur ces observations pour combattre la théorie des horsts de Suess, en ce qui concerne la région du Luxembourg.

Les failles sont confinées dans la partie méridionale du golfe du Luxembourg. M. Joly admet que ces cassures ont été produites par le refoulement du Hunsruck sur l'Ardenne; M. Van Werveke admet également qu'il s'agit de failles de refoulement.

M. LOHEST. — D'après les observations faites dans les exploitations de minerais de fer, il semblerait plutôt que l'on se trouve en présence de failles d'effondrement; elles sont, en effet, généralement très aquifères.

La séance est levée à 9 heures et un quart.

### Excursion du dimanche 17 septembre.

#### KEUPER, RHÉTIEN, HETTANGIEN DANS LA RÉGION DE ROSSIGNOL.

Partis d'Arlon à 7 h. 01, nous débarquons à Orsainfang à 7 h. 48. Le premier chemin qui se détache à gauche de la route de Jamoigne nous mène rapidement à la première tranchée du vicinal Marbehan-Sainte-Cécile, où nous observons une belle coupe du Rhétien. La situation de la voie ferrée ne nous permet pas cependant de voir la couche d'argile noire par laquelle généralement le Rhétien repose en concordance sur le Keuper; on voit dans le fond de la tranchée la partie supérieure d'un banc épais de sables fins verdâtres ou jaunâtres par oxydation, avec taches d'oxyde de manganèse, parsemés de petits cailloux roulés; au-dessus, il y a une couche d'argile noire; les éboulis

de la tranchée ne permettent pas d'observer un second banc de sable qui, au dire de Dormal et de Joly, surmonte la deuxième couche d'argile; dans le haut de la tranchée, on voit des marnes gris-bleu avec intercalation de plaquettes de grès calcarifère qui renferment souvent de petits cailloux.

Dormal range cette dernière assise dans l'Hettangien; c'est son grès de Rossignol, qu'il considère comme l'équivalent des marnes d'Helm-singen à *Psiloceras planorbe*. Il donne les raisons de sa manière de voir (considérations paléontologiques) dans le compte rendu de l'excursion de la Société belge de Géologie, etc. (*Bull. de la Soc. géol. de Belg.*, t. VIII, 1894, p. 121.)

Joly, pour des raisons de même ordre cependant, la maintient dans le Rhétien (*Le Jurassique inférieur et moyen de la bordure Nord-Est du bassin de Paris*, p. 109). Tous deux ont observé ces couches dans les environs de Rossignol, à la route de Jamoigne.

Après avoir franchi le ruisseau de la Sivanne et la route de Jamoigne, la voie ferrée entre, au moulin de la Sivanne, dans une seconde tranchée creusée dans un limon diluvien entremêlé de cailloux anguleux de roches primaires, puis, montant vers le plateau, elle atteint une troisième tranchée, qui nous présente manifestement le niveau à *Schlotheimia angulata* (marne de Jamoigne). Au point de vue lithologique, ce sont des marnes noir bleuâtre, alternant avec des bancs peu épais et assez espacés de calcaire argileux. L'ammonite caractéristique ainsi que des *Lima gigantea* ont été trouvées par les excursionnistes. Nous nous écartons un moment de la voie ferrée pour aller explorer une carrière un peu plus au Nord, où l'on exploite des calcaires bleus en plaquettes avec cailloux roulés et intercalation de minces lits de marne bleue. Tenant compte de l'inclinaison Nord-Sud des couches, nous devons considérer ce niveau comme étant inférieur à celui de la tranchée du vicinal, et la suite du grès de Rossignol du premier point d'observation.

Enfin nous arrivons au Nord du village de Rossignol, où la voie ferrée recoupe un îlot de Keuper inférieur, qui a donné beaucoup de mécomptes à l'entrepreneur. Il est constitué, en effet, par un poudingue dur, sur lequel le pic de l'ouvrier n'a pas de prise; mais, d'autre part, il n'a pas assez de cohésion pour être désagrégé par la poudre ou la dynamite.

La partie supérieure soumise à l'action des intempéries est passée à l'état de conglomérat meuble.

Nous quittons la voie ferrée pour prendre la direction de Belle-

fontaine, et nous traversons le village de Rossignol où nous rencontrons un nouvel affleurement de poudingue keupérien, puis, au sortir du village, à la montée d'un chemin qui se détache à gauche de la route, le long d'un talus bordant le parc du château, nous voyons le grès rhétien et le grès dit de Rossignol, avec les mêmes caractères que ceux que nous avons observés dans la première tranchée du vicinal.

Nous traversons une large plaine dans la direction Nord-Sud dont le sol dur, crevassé, nous révèle la présence d'une marne (la marne de Jamoigne). A l'entrée du village de Mesnil-Breuvanne, nous recoupons la Semois, dans le lit majeur de laquelle une coupe a été pratiquée pour l'exploitation des cailloux roulés et répandus en grande quantité dans l'épaisseur du limon : et nous pouvons y voir la forme lenticulaire et les alternances fréquentes des lits d'argile, sable, cailloux, caractéristiques des dépôts fluviaux.

*Marne de Warcq et calcaire sableux de Florenville.*

Nous atteignons le niveau de la marne de Warcq, sans observer naturellement de démarcation avec la marne de Jamoigne, la différence étant d'ordre purement paléontologique; la marne de Warcq appartenant à l'étage sinémurien, nous constatons qu'à la longitude de Rossignol-Bellefontaine l'Hettangien est entièrement marneux, ainsi que la partie inférieure du Sinémurien, et nous avons ainsi la confirmation de la remarque faite dans l'exposé général de la séance de mardi soir, à savoir que la zone d'ensablement recoupe obliquement du Sud-Est au Nord-Ouest les niveaux paléontologiques.

Une montée assez raide dans le calcaire sableux de Florenville se présente un peu avant la rencontre de la route d'Arlon à Bouillon; elle est suivie dans le bois d'une descente qui nous ramène au niveau de la marne de Warcq; nous ne la voyons pas, mais sa présence est accusée par l'existence d'un étang alimenté par une source qui débite plusieurs litres à la seconde. La décharge de l'étang alimente le ruisseau de Villemont (château), qui coule dans une large échancrure du calcaire sableux de Florenville, pratiquée vers l'Est, et va rejoindre la Semois à Tintigny.

Au premier croisement de chemins, à la sortie du bois, nous rencontrons une petite carrière de sable jaune-brun que sa situation topographique place au niveau du calcaire sableux de Florenville; nous notons d'ailleurs, un peu plus haut dans le talus du chemin que nous suivons,

un pointement de banc à Cardinies, qui nous indique que nous sommes bien à ce niveau; le sable de la carrière représente un faciès anormal du calcaire sableux, probablement du sable remanié par le vent, à moins qu'il ne s'agisse du résidu d'une ancienne exploitation. Nous atteignons bientôt la crête de séparation entre le bassin de la Semois et celui de la Chiers, d'où l'on gagne Bellefontaine, et enfin la gare de cette localité, en descendant un versant en pente très douce, mais, à partir de ce dernier point, le vallon se creuse profondément dans la direction Nord-Sud en entaillant le grès de Virton, les calcaires sableux d'Orval et de Florenville, ce qui donne à la région boisée que nous traversons en chemin de fer un aspect très pittoresque.

*Visite des carrières de Montauban. — Tuf calcaire (formation).*

Après le dîner à Virton, le train nous conduit à la halte de Buzenol, sur la ligne de Virton-Marbehan, et nous descendons à la carrière Montauban, où nous pouvons observer les calcaires sableux de Florenville et d'Orval dans leur plein développement.

Le dernier, qui se présente dans le haut de la carrière, est constitué de bancs assez réguliers alternant avec des assises de sable, d'épaisseur variable. Dans les bancs supérieurs, on observe la division en plaquettes parallèles à la stratification.

A la base, un banc dur d'une puissance de 20 à 30 centimètres, tout pétri de fossiles, marque un changement dans la composition pétrographique.

En dessous, en effet, le calcaire gréseux n'est plus représenté par des bancs continus, mais par de gros rognons irréguliers, parfois allongés dans le sens de la stratification, séparés par des couches épaisses de sable; dans le bas de la carrière, on observe plus de régularité dans les assises de calcaire sableux, quoiqu'il y ait souvent encore des terminaisons en biseau. De minces feuilletts d'argile interrompent la continuité des couches de sable; on observe de nombreux exemples de stratification entrecroisée.

Le banc dur, pétri de fossiles, qui limite les deux zones différant par la composition pétrographique, doit être considéré comme la limite entre le calcaire sableux d'Orval et le calcaire sableux de Florenville. Nous y avons trouvé des Bélemnites qui caractérisent la première assise à l'exclusion de la deuxième.

A l'extrémité droite de la carrière, un fouillis de blocs irrégu-

lièrement entassés dans le sable avec vides nombreux attire notre attention. Des masses extraites de cette région et gisant sur le sol nous montrent des parois enduites de tuf de calcaire blanc. Nous nous trouvons en présence de l'ancien passage d'une source qui a pris un autre cours (photo 2).

Cette carrière est assez activement exploitée pour la confection de pavés et de moellons de parement de façade.

Nous descendons ensuite le chemin, profondément encaissé, de la halte au village de Buzenol, sur l'accotement duquel nous remarquons des bancs tout perforés de moules de Cardinies, qui s'observent à différents niveaux dans le calcaire sableux de Florenville, et nous gagnons le fond de la vallée où se voient les restes d'une ancienne forge catalane : tas de scories, un petit amas de minerai, les ruines du bâtiment et de la roue hydraulique qui actionnait la soufflerie. Les forges catalanes du pays étaient établies au milieu des forêts qui fournissaient le charbon de bois, sur un petit cours d'eau qui donnait la force motrice.

On y amenait par axe des régions avoisinantes le *minerai de fer fort* préalablement lavé : minerai diluvien des plateaux, ou des fentes du calcaire bajocien, ou minerai d'alluvion de la vallée de la Vire, consistant en gravier ferrugineux.

Ce minerai, exempt de phosphore, donnait un excellent fer propre à tous les usages de la forge. Les gisements sont à peu près tous épuisés. Les fours catalans, qui fournissaient deux à trois tonnes de fer par jour, ont d'ailleurs disparu vers le milieu du siècle dernier devant la concurrence redoutable des hauts fourneaux établis aux lieux de production du charbon de terre ou à proximité des exploitations de minette oolithique, dont l'utilisation rationnelle a commencé vers 1850. (Cf. CLÉMENT : *Aperçu général de la constitution géologique et de la richesse minérale du Luxembourg.*)

Quittant l'ancienne forge, en faisant quelques pas en aval dans la vallée, nous nous trouvons devant un spectacle qui ne manque pas de nous étonner quelque peu : un petit ruisseau qui descend du haut d'un talus abrupt constitué par une nappe rocheuse qui semble être une masse liquide figée par le froid.

Le ruisseau s'est creusé un sillon dans la nappe figée, mais ce qu'il défait d'un côté par un procédé mécanique, il le refait de l'autre par voie chimique, car la nappe figée gris d'ardoise est du tuf calcaire produit par le filet d'eau. Le mécanisme de cette formation est très simple. Les eaux de pluie de la région pénètrent dans le sol acidifiées

par l'anhydride carbonique de l'air, s'enrichissent encore en acide dans la couche superficielle du sol, s'infiltrant à travers les couches de calcaire sableux d'Orval et, grâce à leur acidité, corrodent le calcaire et se saturent de bicarbonate de calcium. Lorsque ces eaux réunies en griffon viennent sourdre à l'air libre, le bicarbonate de calcium peu stable se décompose, et la décomposition est favorisée par les brins de mousse et autres corps solides qui se rencontrent sur le passage des eaux et qui exercent une attraction moléculaire sur le calcaire; ainsi se produit une véritable incrustation que les excursionnistes ont pu saisir sur le fait.

L'eau a coulé d'abord goutte à goutte en large nappe sur les mousses; celles-ci ont fini par constituer une nappe dure, assez polie, que le filet d'eau a entamée et creusée par sa force mécanique dans son point le plus faible. Mais si des mousses se rencontrent encore sur son passage, le dépôt continue à se former.

Plusieurs excursionnistes ont escaladé l'escarpement jusqu'à l'émergence de la source, qui est à une cinquantaine de mètres au-dessus du fond de la vallée, vraisemblablement au niveau du banc limite des calcaires de Florenville et d'Orval.

Du train nous avons pu observer identiquement le même phénomène vis-à-vis de l'arrêt de La Hage, à un endroit désigné sur les cartes de l'état-major par l'appellation de « La Crognière », c'est-à-dire endroit où se forme le *Cron* : c'est le nom local de ce tuf calcaire.

La formation de tuf calcaire est d'ailleurs un phénomène assez commun à l'émergence des sources dans le calcaire sableux de Florenville.

Cette observation faite, nous regagnons la halte de Buzenol, pour rentrer à Arlon.

### Excursion du lundi 18 septembre.

#### VISITE DES ARDOISIÈRES DE MARTELANGE. — TRIAS ET LIAS INFÉRIEUR, AU NORD D'ARLON.

Embarqués sur le vicinal Arlon-Martelange à la Chapelle Sainte-Croix à 7 h. 29, nous mettons pied à terre, grâce à l'obligeance des conducteurs du train, pendant cinq minutes, à l'entrée du bois, un peu au delà de Nobressart, pour observer un magnifique contact entre le Primaire représenté par des quartzophyllades, phyllades et quartzites

redressés (*Cb2a*), et le Trias qui se présente avec son facies habituel au bord de l'Ardenne, un conglomérat de cailloux roulés ardennais mélangé de marnes et graviers rouges. Nous voyons dans la tranchée pratiquée dans la plaine la couverture de cailloux roulés et de marnes s'amincir progressivement sur la tranche des terrains primaires pour venir mourir au pied d'une espèce de falaise constituée de quartzophyllades redressés, sur laquelle la couverture manque totalement; et l'on a l'impression d'être au rivage de la mer Triasique; il est vrai qu'on objecte que ces cailloux ont pu être remaniés, que rien ne prouve, tels qu'on les voit, qu'ils ne constituent pas un dépôt diluvien; mais nous gardons notre impression, parce que nous avons vu dans la coupe fraîche les phyllades sous-jacents imprégnés des marnes bariolées si caractéristiques du Keuper, tandis que dans la falaise rien de semblable n'a pu être observé.

A partir d'ici, nous entrons en Ardenne : le paysage change; comme le fait très justement remarquer M. Lohest, les plateaux tabulaires entrecoupés de vallées profondes, observés en terrains calcaireux, font place à des collines aux croupes arrondies; la végétation revêt d'ailleurs un cachet particulier.

Nous descendons du tram au chemin de Perlé, et le long de la grand'route Trèves-Ostende, nous remarquons de beaux affleurements de Coblencien (*Cb1b*) consistant en phyllades altérés fossilifères.

Nous arrivons en suivant cette route aux ardoisières de Haut-Martelage, exploitées par la Société anonyme *Obermosel Dachschiefer- und Plattenwerken*, anciennement par MM. Rother frères, de Francfort-s/ Mein. MM. Jauquet et Lecerf, ingénieurs, se mettent gracieusement à notre disposition pour nous expliquer le plan de la mine et nous montrer le travail du fond et de la surface, et la note ci-dessous résume les principales observations faites.

Les ardoisières exploitées, situées dans la commune de Perlé (Grand-Duché de Luxembourg), sont au nombre de quatre, dont deux à Martelage-Rombach (hameau de la dite commune), une à Perlé même et la principale à Haut-Martelage (aussi hameau de Perlé); c'est cette dernière qui a été visitée par les deux Sociétés géologiques, le 18 septembre, et dont nous allons nous occuper spécialement.

Elle est ouverte souterrainement dans un gisement important de schiste fissile appartenant au système coblenczien, étage taunusien. L'inclinaison Nord-Sud est de 70° environ, et la direction va du Nord-Est au Sud-Ouest. Ce gisement atteint environ 70 mètres de puissance et se compose presque uniquement de couches compactes de

schiste de 4 à 6 mètres, séparées entre elles par de petits lits d'argile de 5 millimètres environ appelés « pourris »; ceux-ci se continuent d'un bout à l'autre des bancs suivant un plan parfait. Le plan de stratification (pourri) est plus incliné que le plan de fissilité d'environ 10°. Les couches présentent ordinairement des joints naturels les recoupant en tous sens et quelquefois sont affectées par des dérangements : failles, plissements, etc. On ne rencontre qu'assez rarement des fossiles et ils sont méconnaissables. Le schiste est d'un beau bleu foncé et est très résistant. Il nous est impossible de fixer l'origine de l'exploitation du gisement de Haut-Martelange (et Martelange); toutefois des documents ont démontré que la fabrication des ardoises de notre région remonte à près de trois siècles. L'exploitation du schiste ardoisier se fait en descendant « par la méthode par gradins avec piliers abandonnés ». Elle prend par cette méthode l'aspect d'une série de chambres intérieures juxtaposées, d'environ 12 mètres de longueur en direction et séparées entre elles par ces piliers intermédiaires de consolidation, taillés normalement à la direction et d'environ 5 mètres d'épaisseur. Ces derniers servent de supports naturels à la voûte taillée en pleine roche schisteuse et qui sert de toit à l'exploitation.

Les gros blocs de schiste abattus sont débités au fond en morceaux de 75 kilogrammes environ, chargés sur des wagonnets et remontés à la surface par des treuils. Ils sont conduits ensuite aux ateliers de fendage. C'est là que les ouvriers débitent le schiste en feuillets de 4 millimètres environ d'épaisseur, au moyen de ciseaux. Ces feuillets passent alors aux découpoirs mécaniques et à main qui leur donnent les formes d'ardoises qu'on connaît.

Après la visite des ardoisières, nous gagnons l'hôtel de la Maison Rouge, puis, après le déjeuner, le tram de 13 h. 01 qui nous ramène jusqu'à Attert. Nous ne manquons pas d'admirer, en montant, le spectacle ravissant qu'offre la vallée de la Sûre, vue de différentes boucles du lacet que décrit la ligne du vicinal pour atteindre les hauteurs de la forêt d'Anlier.

Nous suivons à pied la ligne d'Attert à Bonnert pour accomplir la seconde partie du programme de la journée : l'étude du Trias et du Lias inférieur au Nord d'Arlon. Le temps étant très réduit entre les heures de train, nous sommes forcés de nous en tenir à une observation assez rapide, d'écourter les explications, quitte à les reprendre à la séance du soir.

Le conglomérat observé le matin à la bordure de l'Ardenne nous paraît appartenir au Keuper inférieur, et non au grès bigarré parce

qu'il est immédiatement surmonté un peu plus au Sud, entre Luchert et Nobressart, du Keuper supérieur : les marnes compactes ou Steinmergel-Keuper des géologues allemands.

De Post à Attert, des deux côtés du ruisseau de l'Attert, on observe des escarpements de poudingues et grès que nous rangeons également dans le Keuper inférieur (photo 3).

La première tranchée rencontrée pendant notre promenade pédestre, à partir d'Attert, est creusée aussi dans le Keuper inférieur, et nous y remarquons des bancs de grès et de poudingues, des couches d'argile rouge, du sable de même couleur, des lentilles de conglomérat meuble, alternant sans ordre bien déterminé.

A l'entrée de la tranchée suivante, nous observons, au-dessus de minces alternances de couches de marnes violettes et gris vert, un banc de grès verdâtre un peu dolomitique, que je suis enclin à prendre comme limite entre le Keuper inférieur et l'assise des marnes compactes. Le banc a été observé en maints endroits dans la région toujours au même niveau, et il ne se retrouve pas plus haut. Le Keuper inférieur est nettement formé d'éléments gréseux, graveleux ou caillouteux ; le Keuper supérieur, de marnes compactes avec intercalation de bancs de dolomie ; c'est ce que montre la coupe qui représente toute la formation au Sud d'Attert, ainsi que le contact avec le Rhétien. (Voir la planche et photo 4.)

La troisième tranchée est remarquable par la présence de ce contact, qui se fait par l'intermédiaire des argiles noires schistoïdes rhétiennes, reposant sur les marnes grises keuperiennes. Ici le Rhétien n'est représenté que par la base, la partie supérieure ayant été dénudée.

Nous passons rapidement les trois tranchées suivantes, creusées dans le Hettangien marneux que nous avons étudié le deuxième jour entre Orsainfang et Rossignol, et nous arrivons au pied de l'escarpement de la Côte Rouge, formé par le calcaire sableux de Florenville et le sable de Metzert, au sujet duquel nous rappellerons ce que nous avons dit antérieurement [Lias moyen et inférieur et Trias des environs d'Arlon (*Bulletin de la Société belge de Géologie*, t. XXII, Procès-verbaux)] :

« La partie supérieure de ce talus vertical est constituée par des bancs de grès à ciment calcaireux alternant avec des couches de sable. Les bancs de grès et le sable sont généralement moins colorés par l'oxyde de fer qu'ils ne le sont dans le Virtonien. Les bancs de grès, d'épaisseur variable, ne sont pas continus ; ils sont souvent interrom-

pus par des poches de sable, soit que le calcaire nécessaire à la cimentation des grains de sable ait fait défaut en ces endroits, soit qu'il ait été entraîné par les eaux d'infiltration chargées de gaz carbonique. Vers le haut se rencontrent par places un ou deux bancs entièrement pétris de moules de cardinies ou remplis de cavités autrefois occupées par ces coquilles. »

Dans l'escarpement de la Côte Rouge, immédiatement en dessous des bancs de grès calcaireux, se trouve une couche de sable fossilifère d'où une collection de beaux fossiles ont été extraits sous la direction du regretté Victor Dormal et ont été expédiés au Musée royal d'Histoire naturelle après avoir été enrobés dans le plâtre, à cause de leur friabilité. Ces fossiles appartiennent à la faune de Hettange.

Sous les alternances de grès et de sables du calcaire sableux de Florenville se présente, dans l'escarpement de la Côte Rouge, une puissante assise de sable de 20 à 25 mètres d'élévation, dans laquelle s'observent de rares rognons gréseux.

Ce sable est cohérent et se maintient facilement en talus vertical.

Les habitants du village voisin de Metzert y creusent des trous au pied de la colline pour y remiser leurs provisions d'hiver : pommes de terre et betteraves qui s'y conservent très bien à l'abri de la gelée et de la pluie.

De grandes diaclases verticales le traversent; les parois de l'une sont imprégnées d'un dépôt ferrugineux par l'infiltration d'eau de surface; d'autres sont tapissées d'un enduit de tuf calcaire ou d'un revêtement noir charbonneux. Jusqu'au pied du talus, à une distance de 25 à 30 mètres du plateau couvert de végétation, descendent dans ces longues fentes des filaments radiculaires serrés les uns contre les autres et formant une couche aplatie, qui fait penser aux plantes séchées entre les feuilles d'un herbier (photo 5).

Les sables de Metzert et le calcaire sableux de Florenville forment une falaise très marquée, dont le versant abrupt est tourné vers le Nord, tandis que le versant Sud, beaucoup plus adouci, vient mourir au pied des buttes de sable virtonien. Cette même falaise peut se suivre vers l'Est, au delà de la frontière, où elle forme la limite Sud du bassin de l'Attert, et par delà l'Alzette, au sud de Medernach, Eppeldorf, dans le Grand-Duché et même jusqu'en Prusse. Cette disposition est, comme on le sait, générale dans le bassin de Paris, dont les terrains secondaires luxembourgeois constituent l'extrémité Nord-Est : si l'on parcourt la région du Nord au Sud, on y observe une série de

gradins à bords abrupts tournés du côté des terrains anciens, à pentes adoucies vers les couches plus récentes, dont les talus raides sont constitués par des couches gréseuses ou calcareuses de grès de Luxembourg, des sables ou grès virtoniens du macigno d'Aubange, de l'oolithe ferrugineuse et du calcaire de Longwy, et les plats par les formations marneuses : marnes de Jamoigne, marne de Strassen, schiste d'Etthe, schistes et marnes de Grandcourt. M. le baron Greindl a rappelé qu'au pied de ces terrasses coulent une série de rivières subséquentes.

Du bout de la Côte Rouge nous nous dirigeons à travers bois pour rejoindre la ligne du vicinal et voir une zone de séparation très nette et très remarquable entre les sables de Metzert et le calcaire sableux de Florenville.

Terquem et Piette décrivent comme suit cette limite : « Le banc (qui sépare la zone à *Ammonites angulatus* de la zone à *Ammonites bisulcatus*), quel qu'il soit, qui se trouve au contact de ces strates, a une surface onduleuse qui porte la trace de l'action des flots ; des huîtres et des plicatules y sont attachées. Des milliers de saxicaves y ont creusé des trous, dans lesquels on les retrouve encore... Ces huîtres, ces plicatules et ces saxicaves n'ont pu se fixer sur la roche ou dans son intérieur que lorsqu'elle était solidifiée... Dans presque tous les endroits, un mince lit de grès coloré en brun par l'hydroxyde de fer apparaît au contact des deux terrains. » (*Bull. de la Soc. géol. de France*, 2<sup>e</sup> série, t. XIX, 19<sup>e</sup> année, 1864-62, p. 336.)

A ce même sujet, Joly, dans l'ouvrage déjà signalé (p. 128), s'exprime ainsi :

« Dans le facies sableux, le mince lit de grès ferrugineux signalé au contact de la zone à *Schlotheimia angulata* et de la zone à *Arietites bisulcatus* par Terquem et Piette, ainsi que la surface couverte d'huîtres et percée de saxicaves sur laquelle il repose, ne s'observe pas dans le Luxembourg belge. »

Voici, d'autre part, ce que nous avons écrit dans le texte explicatif du levé géologique de la planchette d'Arlon, mai 1910, exécuté pour le Service géologique de Belgique :

« Le sable de Metzert forme le soubassement du calcaire sableux de Florenville et constitue avec cette dernière formation le grès du Luxembourg. On peut l'observer dans son plein développement, 20 à 25 mètres, et avec ses caractères lithologiques distincts de ceux de *Snaes*, dans le puissant escarpement de la Côte Rouge, à la route de Bastogne, dans une carrière située à l'Est de Lischert, que longe le

chemin de Lischert à Viville, dans le bois de Beynert, au croisement de la route d'Arlon à Oberpallen et du chemin de Guirsch à Bonnert; mais à moins d'une coupe fraîche, il est difficile d'établir la limite précise des deux assises gréseuses. On peut dire en général que le calcaire sableux de Florenville forme, dans le haut des versants, des vallons signalés précédemment; le sable de Metzert en constitue la base. Nous avons pu observer cette limite précise le 6 avril 1910, en présence de MM. Benecke et Van Werveke de Strasbourg, Steinmann de Bonn, Kaiser de Giessen, et d'autres membres de la Société géologique du Bas-Rhin, dans une carrière à proximité du vicinal Arlon-Martelange, où se voit la coupe suivante :

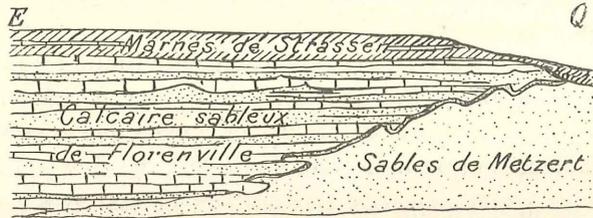


Fig. 4.

» La coupe est faite parallèlement à la direction des assises. La séparation entre *Sna*<sup>s</sup> et *Hib*<sup>s</sup> est très nette et, comme on le voit, très irrégulière. Les sables de Metzert sont de teinte très claire, les calcaires et sables de Florenville sont plus bruns.

» Les géologues allemands ont vu, comme nous, dans les faits observés, une preuve d'un arrêt dans la sédimentation et du retour de la mer après régression, la ligne sinueuse de contact indiquant une discordance nette de stratification; à noter aussi la mince couche de sable coloré en brun par l'hydroxyde de fer au contact des deux terrains. »

Le temps nous presse. Pour pouvoir prendre le tram, nous devons esquisser une très belle coupe de la marne de Strassen.

Nous coupons au court à travers bois et rejoignons la ligne derrière Bonnert, au niveau de *Vra*<sup>st</sup>, formé d'alternances de sables et de bancs de grès jaune brunâtre.

Enfin nous atteignons la gare de Bonnert, où nous avons juste le temps de voir une petite faille de tassement très nettement marquée dans les deux talus et dans le sol de la gare, qui met le *Vra*<sup>ss</sup>, d'une part, en contact avec le *Vra*<sup>mm</sup>, de l'autre, avec le *Vra*<sup>st</sup> (photo 6).

A notre rentrée à Arlon, nous allons jeter au Belvédère de Saint-

Donat un coup d'œil d'ensemble sur le panorama qu'on y découvre, l'un des plus beaux de la Belgique. Malheureusement, les brumes de l'horizon nous empêchent de jouir de toute l'étendue du spectacle que l'on y observe en temps ordinaire; nous y voyons cependant une série des terrasses signalées précédemment et qui caractérisent si bien le bassin de Paris, en lui donnant en coupe l'aspect d'un escalier couché.

### Séance du lundi soir 18 septembre 1911.

La séance est ouverte à 20 heures, sous la présidence de M. C. Malaise, président de la session, dans une salle de l'*Hôtel du Nord*, à Arlon.

La parole est donnée à M. A. Jérôme, qui résume rapidement comme suit les observations faites au cours de la journée du 17 septembre :

Nous avons suivi la bordure des terrains secondaires du Luxembourg le long de l'Ardenne, sans atteindre toutefois le terrain primaire.

A Orsainfang, nous avons vu le Rhétien formé de sables compacts, cohérents, surmontés d'argile noire avec bancs de grès à cailloux roulés, au sommet de la tranchée. Ces grès représentent le grès de Rossignol, qui, d'après Dormal, forme la base de l'Hettangien; c'est l'équivalent de la marne d'Helmsingen qui existe à l'Est. M. Joly considère ce grès comme rhétien. Ces deux géologues basent leur détermination sur la faune.

Une seconde tranchée nous a montré un dépôt diluvien formé de limon avec cailloux anguleux de roches primaires.

Dans une troisième tranchée, nous avons observé les marnes noires de Jamoigne, avec bancs calcaires; ces couches renferment *Schlotheimia*, *Lima gigantea*. Un peu au Nord, dans une petite carrière, on exploite des bancs de calcaire argileux et gréseux, paraissant appartenir à un niveau un peu inférieur; nous y avons observé des cailloux roulés; on pourrait donc admettre qu'ils représentent la suite des grès de Rossignol.

En arrivant près de Rossignol, nous avons observé dans la tranchée du vicinal la partie supérieure du Keuper inférieur, se présentant à l'état de conglomérats meubles au-dessus, tandis que dans le bas il forme un poudingue très compact.

Nous nous sommes alors dirigés vers le Sud; dans le village de

Rossignol, nous avons revu le Keuper inférieur et, à la sortie du village, le Rhétien avec les mêmes caractères que dans la tranchée du vicinal, puis les grès à cailloux roulés correspondant au grès de Rossignol.

Nous avons traversé la grande plaine correspondant au passage des marnes de Jamoigne. Après avoir traversé le hameau de Mesnil, nous avons monté une côte raide jusqu'au château de Villemont, où nous avons observé un niveau de sources à la base du calcaire de Florenville, au contact des marnes de Warcq ; nous avons constaté que l'ensablement s'élève dans la série des couches, car les marnes de Warcq ont bien ici le facies marneux, alors qu'à l'Est de ce point elles sont remplacées par un facies sableux.

Sur la hauteur, nous avons observé des sables jaunâtres, facies anormal des calcaires sableux de Florenville.

Nous avons ensuite gagné Bellefontaine, puis, par chemin de fer, Virton ; en passant, nous avons vu dans les tranchées des affleurements du calcaire sableux de Florenville, puis du calcaire sableux d'Orval et enfin le Virtonien.

L'après-midi, nous sommes allés à Buzenol, où nous avons, dans une carrière, près de la gare, observé le calcaire sableux de Florenville surmonté par le calcaire sableux d'Orval. Un banc tout pétri de coquilles et renfermant des *Belemnites* nous a paru devoir constituer la base de l'assise d'Orval, des *Bélemnites* n'existant pas dans le calcaire de Florenville. Sous ce banc particulier, nous avons observé des lentilles calcaires englobées dans du sable et surmontant des bancs plus réguliers de calcaire sableux. Dans cette carrière, nous avons remarqué un point où les roches sont toutes bouleversées par suite d'un affaissement ; les blocs sont couverts d'un enduit blanc de tuf calcaire ; il s'agit d'un ancien passage d'une source dont le cours s'est modifié par la suite.

Descendant ensuite la vallée de Buzenol, nous sommes arrivés à une ancienne forge catalane, près de laquelle on voit encore des scories ; sur l'autre rive du ruisseau, nous avons été étudier un dépôt de tuf en voie de formation. La source qui forme ce dépôt sort probablement au contact des calcaires d'Orval et de Florenville. Là s'est terminée notre excursion.

M. QUESTIENNE. — N'y a-t-il pas de couche d'argile à l'endroit de la source ?

M. JÉROME. — Il existe parfois de l'argile à ce niveau; mais sa présence n'est pas indispensable pour expliquer la formation d'une source; le banc du calcaire coquillier peut arrêter les eaux.

M. QUESTIENNE. — M. De Rauw et moi avons constaté qu'il y a, en réalité, deux points d'émergence, dont l'un est à sec actuellement.

M. JÉROME résume ensuite les observations faites au cours de la journée du 18 septembre :

Nous avons d'abord visité les ardoisières de Haut-Martelange appartenant à une zone correspondant aux phyllades d'Alle; la direction des couches est NE-SW et leur inclinaison de 70° Sud; la puissance exploitable est de 50 à 60 mètres. Dans la région de Martelange, il y a, en réalité, plusieurs bandes ardoisières parallèles; à Martelange même, il y en a une exploitée sur une échelle moindre qu'à Haut-Martelange; au Sud de ce point, il existe les ardoisières de Perlé, dans le Grand-Duché de Luxembourg.

L'après-midi, nous avons étudié le Secondaire, le matin nous avons observé déjà le contact du Secondaire et du Primaire. Le Trias vient buter contre le Primaire, il se présente sous forme d'un conglomérat très important représentant une formation littorale au pied d'une falaise.

L'après-midi, nous avons vu la même formation au Sud d'Attert; le conglomérat forme lentille dans le sable. Au-dessus se voit un banc gréseux dolomitique qu'on peut prendre pour la limite entre le Keuper inférieur et conglomératique et le Keuper supérieur formé de marnes alternant avec des lits de dolomie se débitant en morceaux irréguliers à cassure conchoïdale.

Dans une tranchée suivante, nous avons revu la même assise, surmontée, cette fois, en concordance par le Rhétien débutant par une argile noire schistoïde; en d'autres endroits, on trouve du sable ou des lits de cailloux; au sommet de la tranchée nous avons, d'ailleurs, observé la présence de quelques cailloux roulés.

Nous avons vu ensuite les marnes d'Helmsingen, puis les marnes de Jamoigne. A la Côte Rouge se trouve le sable hettangien, sable de Metzert qui a 40 mètres de puissance; il ne contient pas de bancs de grès; parfois on y trouve des rognons gréseux et de minces bandes irrégulières d'argile. A d'autres endroits, par contre, il existe, à la base des sables de Metzert, des bancs de grès semblables à ceux de l'assise de Florenville. Les sables de Metzert sont couronnés par des bancs à beaux fossiles.

Au sommet de la côte, nous avons observé le calcaire sableux de Florenville et, après une promenade à travers bois, nous sommes arrivés à une carrière, près de la ligne vicinale, où l'on voit un contact très remarquable des sables de Metzert et du calcaire sableux de Florenville.

Au sommet de la carrière, nous avons vu la base des marnes de Strassen.

Avant d'atteindre Bonnert, nous avons observé, le long du vicinal, les grès et sables de Virton. Ce grès se distingue de celui de l'assise de Florenville parce qu'il s'altère plus facilement, se casse irrégulièrement et donne de mauvais moellons; le grès de Luxembourg, au contraire, est très employé comme pierre de construction.

Nous avons observé ensuite la marne moyenne surmontée par le sable virtonien supérieur qui, parfois, contient des bancs de grès.

Enfin, à la gare de Bonnert, nous avons constaté le passage d'une faille produisant un rejet de 3 à 4 mètres.

M. BURTON. — Pourquoi le grès dolomitique a-t-il été pris comme limite entre le Keuper inférieur et le Keuper supérieur?

M. JÉROME. — C'est une limite lithologique; j'ai observé ce grès à l'Est et à l'Ouest de la région que nous avons visitée; il existe donc sur une assez grande étendue; de plus, on ne rencontre pas de banc de grès dans les marnes qui le surmontent. D'après la composition lithologique, on peut admettre que le Keuper inférieur est un dépôt littoral, tandis que le Keuper supérieur s'est déposé loin de la côte; le banc de grès appartient plutôt à la formation littorale et doit donc former le sommet du Keuper inférieur.

M. ANTHOINE. — Quelle est la teneur en  $MgCO_3$  des dolomies du Keuper supérieur?

M. JÉROME. — On possède des analyses industrielles de dolomies semblables exploitées dans le Muschelkalk dans les vallées de la Sûre et de la Moselle. Je ne pourrais cependant affirmer qu'on ait fait de semblables analyses pour les dolomies du Keuper supérieur.

M. MALAISE. — Est-il bien certain que ces roches sont des dolomies?

M. JÉROME. — La chose est certaine, j'en ai fait des analyses qualitatives.

M. ANTHOINE. — Le sable virtonien a-t-il un intérêt industriel?

M. JÉROME. — Il est employé dans les usines comme sable de fonderie, car il est parfois un peu argileux. Parfois il est très siliceux, comme c'est le cas à Stockem : il est alors employé pour la fabrication des briques réfractaires siliceuses dans le bassin de Longwy.

M. LOHEST. — Dans la tranchée au Nord de Nobressart, on voit un cailloutis buter contre le Coblencien comme au pied d'une falaise. On peut se demander s'il s'agit d'un conglomérat en place ou remanié. Lorsqu'on le voit en place, il se présente souvent à l'état de roche dure, comme nous avons pu le voir en passant en chemin de fer près de Nobressart; dans la tranchée, au contraire, on ne voyait qu'un amas de cailloux; je n'ai donc pas la conviction absolue qu'il s'agit d'un dépôt au pied d'une falaise.

L'étude de ces conglomérats serait fort intéressante à faire. Dans le Keuper, nous avons vu un conglomérat reposant sur du sable; j'en ai examiné sommairement les éléments et au Sud de l'anticlinal de l'Ardenne je dois déclarer que je ne connais pas de roche semblable à celle de cailloux de quartzite lustré qui s'y trouvent en abondance; il ne s'agit, en tout cas, pas d'une roche cambrienne.

Ce fait a, pour moi, une grande importance. Ces conglomérats ne proviennent pas de la désagrégation du sous-sol, puisqu'ils reposent sur des sédiments meubles. On doit supposer que ce sont des cordons littoraux. Leur étude pourrait indiquer de quel côté se trouvait le continent à l'époque jurassique; je n'ai pas vu de roche qui me parût provenir incontestablement de l'Ardenne; un caillou me paraît même, à première vue, être du phtanite carbonifère. Ce fait peut paraître extraordinaire eu égard à la configuration actuelle de notre pays; mais nous ne savons pas à quel point était arrivée la désagrégation de l'Ardenne au moment du dépôt des couches jurassiques.

Mais, si l'on démontrait que certains éléments des conglomérats des terrains secondaires ne viennent pas de l'Ardenne, on voit quelle complication il en résulterait dans le tracé de la répartition des terres et des mers à cette époque; on arriverait peut-être à conclure que la mer Jurassique couvrait toute la Belgique.

M. JÉROME. — M. Van Werveke est d'avis que le cailloutis que nous avons observé au Nord de Nobressart pourrait être diluvien. Je lui ai fait remarquer qu'à l'Ouest, sur le plateau, il existe un dépôt de graviers que j'ai considéré comme diluvien, alors que, précédemment, on

l'avait rangé dans le Keuper. Le dépôt n'est pas à l'état de roche agglomérée; mais nous avons remarqué, à Rossignol, que la partie inférieure du Keuper était à l'état de roche dure, tandis que la partie supérieure était à l'état meuble par suite de l'altération superficielle.

M. LOHEST. — C'est aussi le cas pour le poudingue de Malmédy.

M. BURTON. — M. Thomas a étudié le Trias Sud-Ouest de l'Angleterre dans le Devonshire; il arrive à la conclusion qu'à l'époque triasique il existait un continent au Sud.

M. JÉROME expose ensuite le programme de la journée du lendemain :

Nous partirons de la gare d'Arlon où affleure le Virtonien marneux avec inclinaison Sud-Est; dans les tranchées du chemin de fer, nous pourrons voir, en passant, les couches sableuses de la formation supérieure de cet étage. Sur ces sables reposent des macignos et des marnes; ces couches sont très développées à Autel où elles sont très fossilifères. En chemin de fer nous traverserons la zone des schistes d'Ethe, puis celle du macigno de Messancy.

Près d'Athus, nous verrons le macigno d'Aubange; et, en nous rendant à Rodange, nous observerons successivement les schistes bitumineux et les marnes de Grandcourt pour atteindre ensuite la formation ferrugineuse de la base du Bajocien. Nous visiterons la minière de la Société Ougrée-Marihaye, ainsi qu'une minière à ciel ouvert.

La visite des minières doit avoir lieu sous la direction de M. Dondelinger, mais il est à craindre que notre confrère, indisposé, ne puisse pas nous accompagner.

M. MALAISE remercie M. Jérôme des explications qu'il vient de donner, et la séance est levée à 21 h. et demie.

### Excursion du mardi 19 septembre.

#### LE LIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR. VISITE DES MINIÈRES DE RODANGE.

Partis d'Arlon à 7 h. 06, nous recoupons successivement le *Vra<sup>mi</sup>* (première tranchée) observé en détail le premier jour, qui, dans la gare même d'Arlon, prend contact avec le *Vra<sup>mm</sup>* par atténuation et dispa-

rition du *Vra<sup>si</sup>*, puis le *Vra<sup>ss</sup>* (2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> tranchée), gréseux et sableux dans le bas, uniquement sableux dans le haut. Un peu avant la gare d'Autel, une tranchée a sa base dans *Vra<sup>ss</sup>*, son sommet dans *Vra<sup>ms</sup>*.

Nous entrons dans *Vrb* (argile schistoïde d'Etbe) après Autel, dans *Vrc* un peu avant Messancy. A la hauteur de Longeau, entre Messancy et Athus, nous avons le *Vrd* sur les versants abrupts du vallon où court la voie ferrée. Une bonne coupe de cette assise s'offre à notre droite, un peu avant l'entrée en gare d'Athus. (Voir planche de photographies : 7.)

Quelques coupes médiocres de *Vrb* se trouvent dans les tranchées entre les arrêts de Sélange et de Turpange, mais la rapidité du déplacement en chemin de fer nous empêche de les observer convenablement.

A la sortie du train, nous nous engageons sur la route de Petange, et au bout du village d'Athus, sur le chemin de Rodange, où dans un talus, tout près de la première maison à gauche, nous découvrons un affleurement du macigno d'Aubange *Vrd* : il est très fossilifère, et nous recueillons *Amaltheus spinatus*, *Rhynchonella*, *Plicatula spinosa*, des *Belemnites*, etc. Un peu plus loin s'observe dans le talus du chemin la première assise du Toarcien; les schistes bitumineux de Grandcourt ou schistes cartons, *Posidonienschiefer* des géologues allemands, très fossilifères, riches en empreintes de poissons, dont l'un d'entre nous a d'ailleurs trouvé un beau spécimen. Les schistes bitumineux disparaissent bientôt sous les alluvions de la Chiers et du ruisseau de Messancy.

A cet endroit, nous rencontrons M. Dondelinger, qui a bien voulu prendre la direction de la suite de l'excursion et nous envoyer la note suivante, ainsi que les croquis qui s'y rapportent.

### Note de M. Dondelinger.

#### MONTÉE DE RODANGE.

Nous passons les Jurensismergel, marnes de Grandcourt (*T<sub>0</sub>b*) de la station au village de Rodange. La partie supérieure est gréseuse, mais la côte bâtie en partie est couverte de détrit. Sur la hauteur, affleurement de la formation minière.

Les couches sont en partie exploitées à ciel ouvert; les marnes supérieures (micacées, 18<sup>m</sup>) délitées par les pluies sont venues s'écouler

dans les excavations et couvrent déjà en partie les haldes des exploitations.

Nous longeons la ligne industrielle des chemins de fer Prince-Henri. Elle ne transporte que de la minette dont la majeure partie provient du « fond de Gras », que nous allons visiter.

Nous atteignons d'abord un des principaux sièges d'extraction de la Société d'Ougrée-Marihaye, division de Rodange, dont nous venons de traverser l'imposante nouvelle usine le matin même en venant d'Athus.

Devant nous s'élève, sur une hauteur de 15 mètres, le front de taille de l'ancienne exploitation à ciel ouvert où nous reconnaissons sur les indications de notre guide la succession des diverses couches minières qui fournissent les minettes luxembourgeoises.

Le croquis joint donne l'échelle entière de la formation ferrugineuse dans le bassin de Differdange-Lamadelaïne, c'est-à-dire sur la rive gauche de l'Alzette. Il y a généralement trois couches exploitables par galerie. A ciel ouvert, toutes les cinq couches fournissent de la minette.

Une galerie d'une ouverture de  $3 \times 2$  mètres débouche au pied de la côte; c'est l'accès de la couche noire qui, plus loin à l'intérieur, conduit aussi dans le gisement de la mine grise superposé; l'intervalle stérile entre ces deux gisements est par endroit réduit à 0<sup>m</sup>50, de sorte que les deux couches s'exploitent aussi ensemble, système que l'Administration des Mines ne tolère qu'en cas exceptionnel à cause du plus grand danger de blessures par chute de pierres.

Une petite montée nous conduit au niveau de la couche rouge où sont installés les bureaux de la mine. Une galerie principale y aboutit et envoie continuellement des rames chargées au versage de l'accumulateur. Un funiculaire y soutire la minette et la transporte en ligne droite aux hauts fourneaux éloignés de 1 1/2 kilomètre.

Les wagonnets à minettes sont d'une forme spéciale en usage dans toute la région luxembourgeoise. Ils contiennent 1 500 à 2 000 kilos de minettes et versent de côté.

Plus loin nous voyons une exploitation à ciel ouvert, ouverte à flanc de coteau et où trois couches se trouvent en exploitation.

Les couches calcareuses supérieures affleurent au sommet du front de taille.

Sur une certaine étendue, ces couches calcareuses sont venues s'asseoir sur le stérile qui forme le mur de la couche rouge; au niveau de celle-ci émergent de gros rondins de bois. Ce sont les boisages de

cette couche rouge exploitée en galerie et dont le toit s'est effondré depuis longtemps.

Quelques fossiles sont ramassés sur le carreau de la minière : *Gryphea ferruginea*, un débris de *Pecten*, des *Belemnites*, *Belemnites brevisformis*. Nous cherchons la fameuse ammonite *Dumortieria Levesquei*, le leit-fossil qui caractérise les assises inférieures de la formation.

Nous entrons dans le « fond de Gras », vrai trou à minette d'où sortent jour par jour 2,500 tonnes par une douzaine de galeries.

La plus grande partie de cette minette va à des usines belges. Elle contient généralement 57 % de fer, 14 à 15 % de silice et 5 à 6 % d'oxyde calcique avec 0.80 de phosphore.

La Société de Thy-le-Château vient d'installer une station électrique pour la traction et l'éclairage dans ses galeries.

La Société de la Providence, dont les usines se trouvent à Marchienne-au-Pont, s'est installée pour une exploitation importante. Elle possède au « fond de Gras » une concession domaniale de 50 hectares.

La Société d'Athus y possède 26<sup>hect</sup>50 et Thy-le-Château 40<sup>hect</sup>50 en pleine exploitation.

Ce concessible domanial, en possession de sociétés étrangères, leur a été cédé par des compagnies exploitant des lignes de chemins de fer dans le Grand-Duché.

L'État grand-ducal, qui réserve d'ordinaire les mines domaniales aux usines indigènes, a accordé 705 hectares de mines à trois compagnies de chemins de fer pour la construction et l'exploitation de 275 kilomètres de voie, à savoir :

Prince-Henri . . . . .	190
Secondaires . . . . .	40
Cantonaux . . . . .	45

275

Les concessions accordées aux maîtres de forges indigènes sont payées par ceux-ci à raison d'une rente cinquantenaire de 750 resp. 800 francs par hectare.

Ce qui équivaut à un prix de 15 692 resp. 20 584 francs, le premier prix étant calculé au taux de 5 % du capital, le second à 3 %. Ce dernier est applicable aux concessions accordées en 1898.

Nous traversons la côte par une galerie principale de la Société de

la Providence, qui nous fait aboutir à Lamadelaine. Nous avons l'occasion de visiter quelques chantiers en exploitation, l'un ouvert en avancement et un autre en dépilage ou foudroiement. C'est-à-dire qu'on exploite la couche en enlevant progressivement toute la minette, le toit étant provisoirement soutenu par des soutiens dits « chandelles ». Ceux-ci s'écrasant sous la charge de la montagne, le toit éboulé vient combler le vide en couvrant le mur. Le mouvement se continue jusqu'à la surface où se produisent, avec un affaissement général de toute la hauteur de la couche exploitée, des crevasses et des fentes dans les champs et les bois. L'exploitant en est responsable et préfère acheter ces terrains sous lesquels il exploite, pour éviter toutes discussions avec le propriétaire quelquefois récalcitrant.

Sortis de la galerie, rendus au soleil automnal d'une caresse fort agréable, nous cheminons le long de la voie industrielle, traversons le village de Lamadelaine et aboutissons après une demi-heure de marche à la station de Rodange d'où, après un rafraîchissement bien mérité, nous nous embarquons pour Athus.

---

A la descente du train, nous avons encore le temps d'explorer la grande tranchée pratiquée dans les schistes bitumineux au Sud de la gare, où nous trouvons des Ammonites et des Bélemnites, puis, après un excellent déjeuner auquel nous faisons honneur, nous prenons le train de Florenville.

A notre arrivée en gare, la nuit tombe et nous ne pouvons faire qu'une visite hâtive à la belle coupe pratiquée à proximité, dans la marne de Jamoigne, pour le tracé du vicinal Marbehan-Sainte-Cécile. M. Fourmarier relève l'inclinaison des couches qui est de 4° au Sud-Sud-Est.

Cette constatation et la comparaison avec la coupe de la tranchée de la ligne à grande section, au Sud-Est, donnée très exactement par M. Henry Joly dans l'ouvrage cité (*Le Jurassique inférieur et moyen*, etc.), nous prouve que toute la tranchée appartient à l'Hettangien *Hlbm*, tandis que la tranchée de la grande voie est presque totalement dans le Sinémurien (marne de Warcq), la base seule appartenant à l'Hettangien.

Il ne nous reste plus qu'à nous rendre à l'hôtel pour le dîner et la séance du soir.

### Séance du soir du mardi 19 septembre 1911

La séance est ouverte à 20 heures, sous la présidence de M. Max Lohest, vice-président de la session, dans une salle de l'Hôtel central, à Florenville.

La parole est donnée à M. A. JÉROME qui résume, en s'aidant d'une carte d'ensemble de la région, les observations faites au cours de la journée :

Nous avons observé successivement le macigno ferrugineux d'Aubange, le Toarcien et le Bajocien formant les points élevés de la région. Dans le niveau du macigno d'Aubange, il existe des couches dures et des marnes. Les bancs durs se fissurent facilement. Par les diaclases, les eaux pénètrent aisément et suivent les bancs durs pour atteindre la vallée. Ces bancs sont affouillés à la base et ont une tendance à s'incliner vers la vallée. Il peut se produire ainsi des glissements de terrain, et ce phénomène donne lieu à la production de terrasses. On a vu de mémoire d'homme se produire de tels mouvements de terrain.

Le minerai de fer de la base du Bajocien est formé d'oolithes ferrugineuses réunies par un ciment. Étudiées au microscope, les oolithes se montrent constituées par des couches disposées concentriquement autour d'un noyau formé parfois d'un organisme microscopique; on en a conclu que les oolithes sont dues à l'action de ces organismes qui ont attiré le fer; parfois, on n'observe pas d'organisme, mais on a, dans ce cas, supposé qu'il a disparu par la suite. Le ciment réunissant les oolithes contient aussi une certaine proportion de fer.

En ce qui concerne l'origine des gisements, certains auteurs admettent que le minerai est venu du sein de la terre sous forme de sources ferrugineuses alignées suivant des cassures. C'est l'idée de M. Villain.

D'autres, au contraire, admettent que le fer vient du continent; pour quelques auteurs, le fer a formé directement les dépôts; pour d'autres, il existait primitivement des couches de calcaire oolithique; des eaux ferrugineuses, arrivant au contact de ces calcaires, les transformaient en minerai oolithique. Parmi les auteurs partisans de l'origine continentale, certains admettent que le fer est venu des Vosges.

MM. Van Werveke et Blum sont d'avis qu'il provient des schistes à Posidonies (schistes bitumineux de Grandcourt), qui renferment de la pyrite (la teneur en fer de ces schistes est de 2 %) et que le fer se serait disposé primitivement à l'état de glauconie.

Nous avons constaté qu'il existe plusieurs couches de minerais de fer. Dans la couche verte, située à la partie inférieure de la formation ferrugineuse, on trouve de la pyrite et un silicate de fer; ce silicate serait de la glauconie d'après M. Van Werveke et de la bertiérite d'après M. Joly.

En ce qui concerne la quantité de minerais que contiennent les différents bassins et leur capacité productive d'année en année, le tableau suivant, dressé par M. Bailly sur des bases discutables, il est vrai, pose le problème économique de la sidérurgie chez nos puissants voisins d'une façon saisissante :

On a évalué la quantité de minerais qui peut exister dans le bassin minier.

<i>Grand-Duché de Luxembourg</i> . . . . .	3,600 hectares	300 millions de tonnes.
<i>Lorraine allemande</i> . . . . .	42,000 —	2,200 — ou 1,600 — suivant une autre estimation.
<i>France</i> . . . . .	43,186 —	5,000 millions de tonnes. ou 2,500 —

M. LOHEST. — Je remercie vivement M. Jérôme de la communication qu'il vient de nous faire et de toutes les choses intéressantes qu'il nous a montrées, et je le félicite de la façon remarquable dont il a préparé et dirigé les excursions.

Auparavant, les géologues hésitaient à venir étudier le Jurassique du Luxembourg parce que les affleurements sont rares et difficiles à trouver. M. Jérôme a su surmonter ces difficultés et nous a montré des affleurements et des coupes du plus haut intérêt. (*Applaudissements.*)

M. JÉROME. — Je remercie M. Lohest des éloges qu'il vient de m'adresser; je suis très heureux d'avoir pu intéresser ceux qui ont bien voulu répondre à notre invitation et je serai largement récompensé de mes peines si vous êtes satisfaits de vos excursions. (*Applaudissements.*)

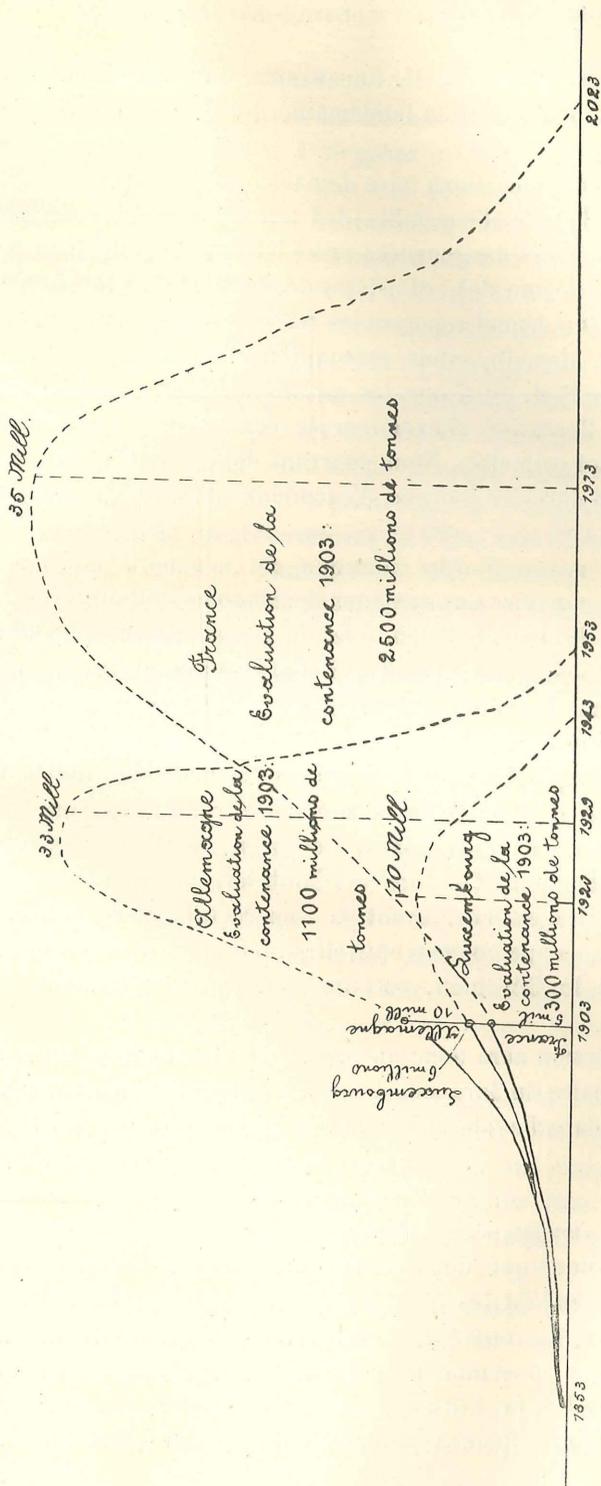


Fig. 5. — TABLEAU COMPARATIF DE LA RÉSERVE ET DE L'EXPLOITATION DE LA MINETTE EN LORRAINE ET DANS LE GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG.

La parole est donnée à M. FOURMARIER, qui expose comme suit le programme de la journée du lendemain, qui doit clôturer la session extraordinaire :

La course que nous allons faire demain ne se rattache peut-être pas directement à l'étude d'ensemble des terrains secondaires que nous avons faite au cours des journées précédentes. Cependant, lundi nous avons visité la région des ardoisières de Martelange, étudiant ainsi le soubassement sur lequel reposent les terrains secondaires près de notre frontière Est; demain, nous verrons les terrains primaires près de notre frontière Sud, ainsi que les assises inférieures du Jurassique, et nous aurons l'occasion d'examiner le contact de ce dernier terrain avec le sous-sol primaire. Nous pourrons donc rattacher les observations de notre dernière journée d'excursion avec celles des journées antérieures.

Il est une raison d'ordre pratique qui m'a porté à proposer à la Société de la conduire aux environs de Muno et de Sainte-Cécile : le pays, à cause du manque de moyens de communication, est très difficile d'accès; pour nous y rendre, il fallait profiter de ce que nous étions déjà dans la région. D'autre part, l'établissement de la nouvelle ligne de chemin de fer de Bertrix à Muno a nécessité le creusement d'une série de grandes tranchées qui sont actuellement toutes fraîches et se présentent donc dans les meilleures conditions possibles pour l'étude des terrains mis ainsi à découvert. Ces tranchées nous permettront notamment d'étudier le Cambrien du massif de Givonne, dans lequel il n'existait, avant la construction de la nouvelle voie ferrée, aucune coupe convenable; elles nous apportent en outre, en ce qui concerne le Dévonien, certains faits nouveaux d'une importance capitale.

Notre excursion aura donc un triple but : le premier consiste dans l'étude sommaire du Jurassique, le second dans l'étude du Cambrien et le troisième dans l'étude du Gedinnien et des roches éruptives qu'on y rencontre.

I. *Terrain jurassique.* — Nous ne nous arrêterons pas beaucoup au terrain jurassique que nous avons si bien étudié, sous la direction de M. Jérôme, pendant les quatre premières journées de notre session extraordinaire. La route que nous suivrons pour nous rendre à Muno reste presque constamment sur l'importante masse des calcaires sableux d'Orval et de Florenville du Sinémurien; nous pourrons voir, en passant, qu'il existe quelques petites carrières dans ces calcaires;

ce n'est que lorsque nous descendrons dans la vallée de Lambermont et de Muno que nous atteindrons les marnes inférieures à ces calcaires ; d'abord les marnes de Wareq à *Gryphea arcuata*, puis les marnes de Jamoigne de l'Hettangien. Ce sont ces dernières qui, à l'extrémité Ouest de la zone jurassique du Luxembourg belge, reposent directement, avec localement un peu de conglomérat à la base, sur le terrain primaire. A l'Ouest de Sainte-Cécile, près de la ferme de Parensart, nous aurons l'occasion de voir admirablement bien le contact en discordance de stratification des marnes de Jamoigne sur le Gedinnien. Comme dans la région que nous avons parcourue ces derniers jours, M. Jérôme nous a montré que les marnes de Jamoigne sont séparées des terrains primaires par une série d'autres couches jurassiques et triasiques, nous aurons ainsi la preuve que la transgression des mers secondaires s'est faite progressivement de l'Est, vers l'Ouest.

Les collines de Muno nous montreront très nettement les relations existant entre la composition géologique du sol et son aspect géographique ; ces collines sont formées, à leur sommet, par les calcaires sableux, tandis que leur base est constituée par les marnes ; sur ces dernières, le sol est en pente douce ; sur les calcaires, le versant devient tout de suite plus abrupt.

II. *Terrain cambrien*. — Le terrain cambrien que nous étudierons au Nord de Muno appartient au massif de Givonne, qui marque l'axe de l'anticlinal limitant au Sud le grand synclinal de l'Eifel. Ce massif forme une étroite bande allongée de l'Ouest à l'Est, limitée au Nord par le Dévonien du bord Sud du bassin de l'Eifel et au Sud par le Jurassique du Nord de la France. Il vient se terminer près du village même de Muno. Les tranchées que nous visiterons intéressent donc son extrémité orientale.

Le Cambrien de Givonne est, en somme, mal connu parce que, partout où il affleure, la région forme un haut plateau couvert de bois ; les affleurements sont peu nombreux et les coupes rares et discontinues. La coupe que nous verrons demain vient donc combler une véritable lacune pour l'étude des terrains primaires de l'Ardenne.

Je rappellerai ici que A. Dumont a tracé le massif de Givonne sur sa carte géologique de la Belgique et a rangé dans son étage revinien toutes les roches qui le constituent.

M. le Prof<sup>r</sup> J. Gosselet, dans son grand ouvrage *L'Ardenne*, tout en reconnaissant la similitude qui existe entre les roches cambriennes de

Givonne et celles de son assise de Revin, trouve qu'il existe cependant entre elles des différences suffisantes pour en faire deux assises distinctes; il crée l'assise des quartzites de Givonne qui, comme son nom l'indique, serait formée principalement de quartzite.

Nous pourrions constater que cette roche est loin d'être prédominante, tout au moins dans l'Est du massif; l'erreur commise s'explique aisément: les coupes continues faisaient autrefois entièrement défaut; on n'avait à sa disposition que les tranchées des chemins ou quelques pointements de roches le long des cours d'eau; or, précisément ces pointements sont constitués surtout par les roches dures, les quartzites notamment, qui résistent mieux à l'érosion; c'est aussi de ces mêmes roches que sont formés les blocs et cailloux épars à la surface du sol; par contre, les roches phylladeuses sont presque complètement dissimulées.

La Carte géologique au 40 000<sup>e</sup> a adopté les idées d'André Dumont, et le Cambrien de Givonne y est représenté tout entier comme appartenant à l'étage revinien.

Au point de vue pétrographique, ce terrain est constitué principalement par des phyllades noirâtres; leur teinte est cependant assez souvent d'un gris violacé plus ou moins foncé, et même parfois gris verdâtre; elle est donc quelque peu différente du Revinien typique; les phyllades sont parfois zonaires et passent alors au quartzophyllade. Les quartzites sont noirâtres et contiennent, à certains endroits, des cubes de pyrite, comme c'est le cas habituellement dans les quartzites reviniens. La pyrite est abondante dans les roches du Cambrien de Givonne, tout au moins dans les tranchées que nous visiterons, et les eaux, après avoir passé sur ces roches, sont chargées d'hydroxyde de fer. Cependant la pyrite s'y trouve généralement en enduits ou en petits grains, et il est exceptionnel de la trouver en beaux cubes, comme on le voit habituellement dans les autres massifs cambriens.

Par leur aspect extérieur, les roches du Cambrien de Muno paraissent être très métamorphiques. C'est ainsi que l'ottrélite, qui se rencontre dans les roches les plus métamorphiques de l'Ardenne, y'a été signalée par M. J. Gosselet, au Nord de Muno.

Plusieurs échantillons de phyllades venant de points différents des tranchées ont été soumis à un examen microscopique (1); aucun de ces

---

(1) M. J. Anten, professeur à l'Université de Liège, qui m'a beaucoup secondé dans la préparation de l'excursion, a taillé une série de lames minces dans les principales roches rencontrées et en a fait l'étude au microscope; je me suis borné à revoir la détermination des éléments principaux.

échantillons ne s'est montré nettement otrélitifère; le phyllade est à pâte microlithique, sériciteuse, avec un peu de rutile (?) et des grains foncés paraissant être de l'oligiste; cependant une étude plus complète montrera peut-être que certains bancs de phyllades contiennent encore d'autres minéraux.

Si le microscope ne paraît pas indiquer une différence de métamorphisme bien notable entre les phyllades du massif de Givonne et ceux des massifs cambriens de l'anticlinal de l'Ardenne, l'aspect extérieur des premiers est cependant assez spécial; c'est ce que M. Gosselet a indiqué en leur donnant le nom de *schiste gaufré*. La surface des feuilletés présente, en effet, une série de petites facettes scintillant à la lumière, ce qui donne à la roche l'aspect d'une peau de chagrin. A première vue, tous les échantillons de phyllade paraissent contenir une quantité de petits cristaux; l'étude microscopique montre que, pour beaucoup d'entre eux, il n'en est rien. On ne doit y voir, à mon avis, qu'une déformation intime de la roche due à une compression extrêmement énergique.

Outre les phyllades de divers aspects et des quartzites noirs, nous observerons, en deux endroits, une roche très particulière pour le Cambrien belge et que, pour ma part, je n'ai rencontrée jusqu'à présent que dans les tranchées de Muno.

D'après l'examen que M. Anten et moi en avons fait, cette roche est formée essentiellement de mica blanc en grandes lamelles, ce qui lui donne l'aspect d'un micaschiste; les lamelles de mica sont, en général, orientées suivant le feuilletage de la roche, mais un bon nombre d'entre elles sont normales aux feuilletés; le mica englobe de petits grains de quartz, et ses feuilletés s'incurvent autour d'eux, montrant en lame mince une structure fluidale très nette; on y voit aussi de petits cristaux allongés, jaunâtres, qui sont probablement du rutile; on observe, en effet, les macles caractéristiques de ce minéral; enfin, il existe peut-être aussi du feldspath. En brisant un fragment de la roche, j'ai découvert un gros cristal de quartz violet.

On peut se demander si cette roche avait originellement cette structure, ou bien si elle est la conséquence du métamorphisme qui a affecté la région.

La grandeur des paillettes de mica, leur orientation parfois dans tous les sens, avec cependant prédominance suivant le feuilletage, la présence de gros cristaux de quartz, l'existence de microlithes de rutile, tous ces caractères me paraissent démontrer qu'il s'agit bien d'une roche très métamorphique, à laquelle je donnerai le nom de *pseudo-micaschiste*.

La présence de cette roche, nettement interstratifiée dans les phylades cambriens, confirme donc l'impression qui se dégage de l'examen des roches des tranchées de Muno, à savoir que le Cambrien est ici plus métamorphique que dans les massifs alignés suivant l'axe de l'anticlinal de l'Ardenne. Je rappellerai cependant que M. Malaise m'a fait observer qu'il y a une certaine analogie entre les roches cambriennes des massifs de Givonne et de Serpont. J'ajouterai à cela que ce dernier massif se trouve précisément compris dans la zone la plus métamorphique de l'anticlinal de l'Ardenne; la ressemblance des roches des deux massifs tient peut-être à ce qu'elles ont été affectées de part et d'autre par un métamorphisme plus considérable.

Il est cependant bon d'observer que tout notre Cambrien est métamorphique et qu'il est bien délicat de vouloir affirmer que les roches d'une région ont subi des transformations plus considérables que celles d'une autre région; la composition originelle des couches, notamment, peut intervenir pour une grande part dans les modifications qui se sont produites sous l'influence des agents de métamorphisme; pour constater des différences, on ne peut se baser que sur l'aspect général des roches et sur la présence de certaines roches plus spécialement modifiées.

Si nous passons maintenant à l'étude de la tectonique du Cambrien des environs de Muno, nous remarquons que si, dans les grandes lignes, les déformations de ce terrain répondent à l'allure observée dans les autres massifs cambriens, il existe cependant des différences appréciables et sur lesquelles nous croyons devoir attirer spécialement l'attention.

Le Cambrien de Muno est plissé, et les plis sont déversés vers le Nord, comme c'est habituellement le cas dans le Cambrien de l'Ardenne; on y observe des failles, et ces failles qui paraissent, pour la plupart, avoir très peu d'importance, inclinent également vers le Sud, à part quelques-unes qui ont un pendage Nord.

En général, dans les massifs cambriens de l'anticlinal de l'Ardenne, — et j'envisage surtout les massifs de Rocroy et de Stavelot, — les plis sont fortement comprimés et, comme le déversement des plis vers le Nord constitue une règle générale, toutes les couches inclinent au Sud, et la présence d'inclinaisons Nord ne s'observe que localement, au voisinage de la charnière des plis, par exemple.

Dans les tranchées au Nord du village de Muno, l'allure n'est pas tout à fait la même; les plis ont en général une amplitude très faible et ils paraissent être peu continus en direction; il arrive souvent que

les deux flancs d'un même pli n'atteignent pas le parallélisme si fréquent dans les massifs de Rocroy et de Stavelot. Aussi, à Muno, on observe fréquemment des couches presque horizontales ou légèrement ondulées; l'allure en plateaux domine souvent, sauf peut-être au voisinage de la bordure Nord; en ce dernier point, nous observerons des couches à pente Nord bien nette, suivies de couches presque verticales.

Les couches paraissent donc *a priori* moins fortement plissées que dans les autres massifs cambriens de l'Ardenne. En réalité, je crois que la déformation n'a pas été moins intense; seulement, elle s'est manifestée peut-être avec moins d'amplitude, mais en affectant les roches d'une manière plus profonde et en y produisant notamment ce gaufrage si particulier des phyllades. On dirait véritablement que le mouvement des strates a été en quelque sorte gêné par suite d'une charge trop grande, opposant une résistance trop considérable au mouvement de la matière.

La chose peut s'expliquer aisément: il est tout naturel d'admettre que le massif de Givonne a été soumis à des efforts latéraux tout aussi considérables que les autres terrains primaires de l'Ardenne lors du ridement final de la région; mais nous pouvons aussi supposer avec quelque vraisemblance qu'il a eu à supporter une charge de sédiments plus grande que les massifs cambriens situés plus au Nord. On sait qu'en Belgique l'épaisseur des terrains primaires va en croissant du Nord au Sud; aussi, lorsque le terrain cambrien de Givonne a subi les derniers efforts de plissement qui lui ont donné sa structure tectonique actuelle, il avait à supporter une charge plus grande; il se déformait donc dans des conditions différentes de celles qui existaient pour le Cambrien de l'anticlinal de l'Ardenne, situé plus au Nord. Les mouvements des strates étaient donc plus difficiles, et les déformations (plissements, failles) des couches se sont traduites par des chiffonnages de moindre amplitude, mais se multipliant pour ainsi dire à l'infini en donnant naissance au gaufrage des schistes.

C'est également, à mon avis, la cause du métamorphisme plus intense du Cambrien de Muno; les roches ne pouvant se déplacer aussi facilement, l'effort s'est traduit par une modification de leur structure pétrographique et y a fait naître des éléments nouveaux.

Voilà donc deux points que nous aurons à étudier sur place: métamorphisme et allure tectonique différents de ce que l'on observe dans le Cambrien des autres massifs.

Nous pourrons aussi discuter un peu la question de l'âge de ce

terrain. Faut-il en faire du Revinien? Faut-il en faire une assise spéciale? Comme nous pourrons le constater dans les tranchées, il y a tant d'analogies avec le Revinien typique, que je crois préférable de le rapporter à cet étage. Les différences que l'on constate ne sont peut-être pas toutes originelles; elles sont sans doute, en partie tout au moins, la conséquence des modifications subies par les roches en se métamorphisant.

*Dévonien.* — Nous passerons alors à l'étude des premiers termes du Dévonien qui s'étend au Nord et à l'Est du massif cambrien de Givonne. Entre le ruisseau des Roches et la ferme de Parensart, où nous quitterons les tranchées du chemin de fer et où se termine l'excursion, nous observerons les trois assises inférieures du Gedinien : le poudingue de Fépin *Ga*, les schistes de Mondrepuits *Gb* et les schistes d'Oignies *Gc*. Je vais dire quelques mots de la constitution de ces assises, sans m'y arrêter beaucoup cependant, leur description étant mieux à sa place lorsque nous les verrons sur le terrain.

Le poudingue de Fépin, base du Gedinien, est formé de cailloux parfois volumineux de quartzite réunis par un ciment siliceux et non pas argileux, comme le dit M. Gosselet dans *L'Ardenne*, tout au moins dans les tranchées que nous visiterons. La roche est métamorphique et le ciment est transformé en quartzite, de telle sorte que, dans une cassure fraîche, le poudingue se présente avec l'aspect d'un quartzite compact. L'altération sous l'action des agents atmosphériques fait toutefois apparaître nettement la structure conglomératique. A certains endroits, le ciment contient des minéraux accentuant son aspect métamorphique, mais je n'en ai pas fait l'étude.

L'épaisseur du dépôt de poudingue est assez variable d'un point à l'autre, comme je l'expliquerai tout à l'heure; nous en verrons, en effet, deux affleurements séparés l'un de l'autre par une faille.

Sur le poudingue reposent des roches compactes qui ont l'aspect de certaines cornéennes de la zone métamorphique de l'Ardenne; en fait, elles n'en ont pas tout à fait la composition; d'après l'étude microscopique sommaire que M. Anten et moi nous en avons faite, elles sont formées de petits grains de quartz réunis par un ciment phylliteux.

Il est intéressant de constater que les roches de la base du Dévonien sont relativement métamorphiques, alors que nous verrons, au contraire, dans l'assise même de Mondrepuits, des schistes ayant l'aspect habituel de ce terrain.

Nous trouverons, en effet, au-dessus de ces roches compactes de la base, des schistes zonaires; sur ceux-ci reposent des schistes compacts, mais, comme nous le verrons tout à l'heure, la compacité de ces schistes s'explique par la présence d'une roche éruptive. La partie supérieure de l'assise *Gb* contient une série de bancs très fossilifères.

Sur ces derniers reposent des schistes verts et rouges, bigarrés, accompagnés de quelques bancs de grès que nous observerons un peu avant d'atteindre la ferme de Parensart, à l'Ouest de Sainte-Cécile. Je rangerai ces schistes, dont la couleur est bien différente de celle de roches inférieures, dans l'assise des schistes bigarrés d'Oignies, bien que sur la Carte géologique au 40 000<sup>e</sup> (feuille de Florenville-Izel), Gustave Dewalque ait fait passer à cet endroit l'assise de Mondrepuits *Gb*. Il est juste de dire que, à part les nouvelles tranchées, les affleurements de Gedinnien sont rares et mauvais, et il n'est pas étonnant que ce savant géologue ait adopté une autre interprétation.

Je ferai remarquer que le passage entre les deux assises *Gc* et *Gb* est progressif et que le tracé de leur limite séparative est fort délicat. D'ailleurs, dans l'assise *Gb*, sous les bancs fossilifères de la partie supérieure, on voit déjà apparaître quelques bancs de schiste bigarré.

Jusqu'à présent, on a donné à l'assise d'Oignies, au Sud du synclinal de l'Eifel, une épaisseur très réduite par rapport à celle qu'elle a au Sud du bassin de Dinant. En admettant l'interprétation que je viens d'indiquer, on augmente beaucoup sa puissance au Sud du bassin de l'Eifel, et l'anomalie disparaît.

Avant d'aborder le dernier point de cet exposé, il me reste à dire quelques mots du contact entre le Cambrien et le Dévonien et de l'allure de ce dernier.

Nous observerons une première fois ce contact dans la tranchée du chemin de fer, au Sud du ruisseau des Roches. Contre les derniers bancs presque verticaux du Revinien, on voit tout à coup buter des couches de schiste compact inclinant assez faiblement vers le Nord; ces schistes ne sont plus du Cambrien; ils sont identiques aux schistes de l'assise de Mondrepuits qui recouvrent le poudingue de Fépin. La disposition seule des couches indique un contact par faille; la cassure est à peu près verticale, légèrement ondulée.

Au delà de ces bancs inclinant faiblement au Nord-Est, nous verrons réapparaître un peu de Cambrien, puis, immédiatement, le poudingue de base du Gedinnien et les couches qui le surmontent, inclinant également vers le Nord; cette réapparition du Cambrien

au delà du premier affleurement de Gedinnien est évidemment due à une faille.

Au delà de ce second affleurement de Gedinnien, nous verrons réapparaître à nouveau le Cambrien sur lequel repose le poudingue de Fépin surmonté de schistes compacts; comme dans les affleurements précédents, les couches inclinent vers le Nord et nous devons admettre qu'il existe une troisième faille identique comme effet et comme importance à la deuxième.

Sur un très court espace, nous rencontrons donc trois failles qui paraissent appartenir à un même système; l'une d'elles, visible dans la tranchée du chemin de fer, est à peu près verticale, et sa direction est approximativement parallèle à celle des couches dévoniennes. Nous pouvons supposer que les deux autres ont une allure identique, bien que leur rejet se fasse en sens inverse de celui de la première.

L'origine de ces failles est difficile à déterminer, parce qu'on n'en connaît qu'un point de passage; nous n'avons pas pu, jusqu'à présent, rechercher leur prolongement à l'Est et à l'Ouest.

Comme il existe des failles affectant les terrains secondaires de la cuvette du Luxembourg, on peut se demander si les cassures que nous verrons n'appartiennent pas au même réseau. Nous n'avons pas pu déterminer leur âge; nous savons seulement qu'elles sont postérieures au Gedinnien. Mais n'ont-elles pas affecté le Jurassique enlevé aujourd'hui par érosion? S'il en était ainsi, on devrait retrouver leur prolongement dans le Jurassique qui s'étend à l'Est de la voie ferrée. La Carte géologique n'indique pas de faille dans cette région. Il serait cependant peu admissible que des cassures aussi importantes — leur rejet ne doit pas être de beaucoup inférieur à 100 mètres — n'aient pas été reconnues dans une région à couches horizontales, où des rejets bien moins importants se marquent parfois avec une grande netteté.

Il est donc très probable qu'elles sont antérieures au dépôt des terrains secondaires; toutefois, rien ne prouve que leur rejet ne s'est pas accentué quelque peu après la formation du Jurassique; il faudrait un levé très détaillé de la région pour résoudre ce problème.

Comme ces failles sont à peu près parallèles à la direction des couches dévoniennes, on pourrait admettre qu'elles ont été produites, lors du plissement de l'Ardenne, par une sorte de chevauchement de la partie centrale du bassin de l'Eifel sur ses bords. On peut aussi les considérer comme le résultat d'un effondrement antésecondaire.

Des observations ultérieures nous diront, sans doute, ce qu'il faut penser de ces diverses hypothèses.

Dans la zone des failles, les couches du Gedinnien ont une inclinaison faible vers le Nord-Est. Au fur et à mesure qu'on s'avance vers la ferme de Parensart et que l'on s'élève dans la série des couches, on voit l'inclinaison augmenter progressivement, et près de la ferme de Parensart les strates sont presque verticales. A part cela, l'allure est très régulière et il ne paraît pas y avoir de faille importante.

*Roche éruptive dans le Gedinnien.* -- J'en arrive maintenant à l'un des points les plus importants que nous aurons à examiner. Je veux parler de la présence d'une roche éruptive dans le Gedinnien. Dans l'assise de Mondrepuits, avant d'atteindre les bancs très fossilifères de la partie supérieure, nous observerons des pointements d'une roche éruptive indiscutable, qui recoupe la stratification des couches sédimentaires avoisinantes.

Cette roche est de teinte gris-bleu, ce qui lui donne l'aspect d'une roche calcareuse; par altération, elle devient gris jaunâtre ou gris verdâtre; elle s'écrase alors facilement et présente des cavités tapissées parfois d'un enduit brunâtre.

En l'examinant à l'œil nu, on y distingue de gros cristaux de feldspath et de calcite; ces derniers pénètrent parfois dans le feldspath ou même y sont inclus. M. Anten et moi, nous avons procédé à l'étude microscopique sommaire de la roche; elle est formée de petits cristaux de plagioclase entre lesquels s'intercalent des plages de mica noir et de calcite; ce dernier minéral pénètre parfois dans les cristaux de feldspath de plus grandes dimensions; comme minéraux accessoires, il existe de petits grains très réfringents, remplis d'inclusions, dont nous n'avons pu déterminer la nature jusqu'à présent; la présence de grands cristaux dans une pâte à éléments beaucoup plus petits donne à la roche une structure porphyrique très nette.

Une analyse chimique rapide de la roche indique la présence d'une certaine proportion de phosphore; il pourrait donc y avoir de l'apatite; l'examen microscopique ne nous a pas révélé l'existence de ce minéral.

La roche éruptive dont nous venons de donner la description présente les caractères principaux des kersantites; nous n'y avons pas vu d'augite ni d'amphibole, comme dans les véritables kersantites, mais, même dans ces dernières roches, ces minéraux ne sont pas primordiaux.

Dans la sixième tranchée de la voie ferrée, nous observons deux beaux affleurements de la roche éruptive; le plus occidental est le plus puissant, et nous y verrons admirablement les caractères de la roche non altérée, notamment les grands cristaux de feldspath et de calcite. Plus à l'Est, vers le milieu de la tranchée, on voit un autre pointement d'apparence stratiforme; la roche y est fortement altérée; au microscope et même à l'œil nu, malgré les différences dues à l'altération, on reconnaît aisément qu'il s'agit de la même roche. Les masses principales de roche éruptive ont l'aspect de bancs d'épaisseur variable allongés suivant la direction Nord 60° Est; ils s'inclinent vers le Sud-Est.

Au voisinage de la roche éruptive se trouvent des schistes compacts, de teinte gris-bleu, qui, à première vue, paraissent être calcareux: un simple essai à l'acide montre qu'il n'en est rien. L'étude microscopique prouve qu'il s'agit d'un schiste métamorphique formé de microlithes phylliteux enchevêtrés en tous sens et englobant quelques petits grains de quartz.

Ces schistes sont traversés par une série de diaclases ayant approximativement la même allure que les masses de roche éruptive et notamment que la masse stratiforme située à l'Est des masses principales.

Quel est l'âge de cette roche éruptive? Elle est évidemment postérieure au Gedinnien dont elle recoupe les strates. Est-elle plus récente que toute notre série primaire? C'est un point que nous ne pouvons pas résoudre actuellement; disons seulement que les kersantites sont considérées généralement comme étant d'âge postcarbonifère.

En tout cas, sa composition ne permet pas de la rattacher aux roches éruptives de l'Ardenne française; elle appartient à un type tout à fait différent.

C'est la première fois que l'on signale une roche éruptive dans le Dévonien de l'Ardenne. Cela ne doit pas, cependant, nous étonner outre mesure; près de Trèves, dans le Dévonien inférieur bordant au Sud la cuvette de terrains secondaires du Luxembourg, on connaît de nombreux pointements de roches éruptives.

A un point de vue général, la découverte d'une roche éruptive dans le Gedinnien de l'Ardenne a une importance capitale.

Il n'est pas douteux que les roches au contact de la venue éruptive ont subi une transformation bien nette se traduisant par une grande compacité des schistes et une structure cristalline. C'est évidemment là un argument pour les partisans de la théorie de l'origine pluto-

nienne du métamorphisme spécial de certaines régions de l'Ardenne.

Je crois cependant qu'il ne faut pas exagérer les conclusions que l'on pourrait tirer de cette observation. La roche éruptive a bien produit un certain métamorphisme dans les roches qui sont à son contact immédiat; mais, dès qu'on s'éloigne de la venue éruptive, dès qu'on arrive notamment aux bancs fossilifères, l'influence de la roche éruptive ne se fait plus sentir. Aussi je crois que, pour nos régions ardennaises, le métamorphisme généralisé sur une grande étendue est un métamorphisme de profondeur dû à la pression et à la température sous une charge considérable de sédiments, et que la roche éruptive n'a pu produire qu'une influence locale, accentuant dans une zone restreinte les effets du métamorphisme régional.

M. LERICHE. — M. Gosselet considère aujourd'hui le Cambrien de Givonne comme l'équivalent de son assise de Revin.

M. LOHEST. — Je remercie vivement M. Fourmarier de la conférence qu'il vient de nous faire; ses observations, les faits nouveaux qu'il a découverts sont de la plus haute importance pour la géologie belge. (*Applaudissements.*)

La séance est levée à 21 heures  $\frac{3}{4}$ .

### Excursion du mercredi 20 septembre.

#### CAMBRIEN, DÉVONIEN ET JURASSIQUE ENTRE MUNO ET SAINTE-CÉCILE.

Nous quittons l'*Hôtel central* à 6  $\frac{1}{2}$  heures du matin, et des voitures nous conduisent directement à Muno par la route de Sedan et le hameau de Lambermont. Nous voyons en passant, sans toutefois nous y arrêter, quelques carrières ouvertes dans les calcaires sableux d'Orval et de Florenville; la plupart de ces exploitations sont aujourd'hui abandonnées. Nous gagnons immédiatement la nouvelle ligne de chemin de fer Bertrix-Muno et nous commençons l'étude des tranchées par celle de la gare en construction, au Sud-Ouest du village, sur la rive droite du ruisseau des Turgeons.

*Tranchée de la station de Muno.*

La voie entame assez fortement la colline, donnant ainsi une bonne coupe dans le Jurassique. Nous nous trouvons en présence d'une succession de bancs de calcaire plus ou moins siliceux, bleu foncé, devenant rapidement jaunâtre par altération et généralement très fossilifère; les bancs de calcaire sont séparés par des lits plus ou moins épais de marne noirâtre. Cette formation appartient au niveau de la marne de Warcq (*Snam*) base du Sinémurien; le sommet de la colline est formé par le calcaire sableux de Florenville; un changement assez brusque dans la pente du sol permet de se rendre compte très approximativement du passage de la limite entre les deux assises. Toutes les collines avoisinantes se présentent d'ailleurs avec les mêmes caractères géographiques.

Nous quittons la voie ferrée pour jeter un rapide coup d'œil sur la tranchée du chemin qui longe, à l'Ouest, l'emplacement de la gare.

Le chemin se trouve à un niveau topographique un peu supérieur, mais les roches qui affleurent appartiennent à la même formation que les précédentes; ce sont des alternances de bancs de calcaire et de marne; au sommet de la tranchée se trouve un banc plus épais de calcaire très fossilifère, contenant notamment de nombreuses *Gryphaea arcuata*. On y trouve aussi *Montlivaultia Guettardi*; ce banc est démantelé et altéré par l'érosion, et les fossiles se trouvent tout dégagés de la roche; les excursionnistes peuvent faire une ample moisson de Gryphées.

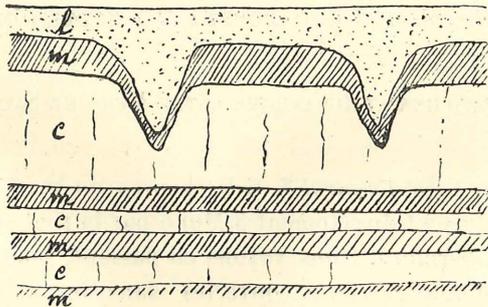


Fig. 6.

$l$  = limon;  $m$  = marne;  $c$  = calcaire.

Nous avons l'occasion de voir ici un curieux effet de l'action dissolvante des eaux superficielles sur les roches calcaireuses du Lias.

L'étude d'une des parois de la tranchée montre que la dissolution du calcaire du gros banc supérieur a été plus intense à certains endroits, de sorte qu'une série de poches plus ou moins rapprochées et de profondeur variable y ont été creusées; la marne noire surmontant le banc calcaire et le limon superficiel de teinte brunâtre y ont été entraînés prenant l'allure indiquée au croquis figure 6.

Lorsque l'on compare les deux parois de la tranchée on remarque que les poches de dissolution se correspondent de part et d'autre, formant une série de longs chenaux presque parallèles, suivant la ligne de plus grande pente du sol.

Ce fait montre que le phénomène s'est produit à une époque relativement récente et continue, selon toute vraisemblance, à se produire de nos jours.

*Tranchée du chemin à l'Ouest de la voie ferrée,  
au Nord du ruisseau des Cailloux.*

Nous nous dirigeons ensuite vers le Nord en suivant la voie ferrée, et nous descendons dans la vallée du ruisseau des Cailloux que le chemin de fer franchit sur un haut viaduc. Le chemin qui monte vers le Nord, à quelques mètres à l'Ouest, nous donne une belle coupe dans le terrain cambrien.

Ce terrain se compose de phyllade noirâtre, feuilleté, dans lequel sont intercalés de petits bancs de quartzite; son aspect rappelle le Revinien; cependant, lorsqu'on examine les roches de plus près, on remarque une certaine différence.

C'est ainsi qu'on trouve des phyllades à petites facettes cristallines qui paraissent ottrélitifères ou ilménitifères; M. Gosselet a d'ailleurs signalé la présence de l'ottrélite dans la région même que nous traversons.

Mais, outre cela, les roches ont un aspect spécial; M. Gosselet les a désignées sous le nom de *schiste gaufré*; ce gaufrage est dû à une multitude de petites ondulations qui donnent à la surface l'aspect moiré de certaines étoffes (1).

Par suite de cette structure particulière, la roche exposée à la lumière paraît être très cristalline; le scintillement de ces petites facettes donne l'apparence de paillettes cristallines (ottrélites); les

---

(1) J. GOSSELET, *L'Ardenne*, p. 78.

préparations microscopiques donnent cependant un aspect assez différent de celui qu'on s'attendrait à trouver d'après l'aspect extérieur.

Au microscope, la roche se montre formée d'une quantité de petits microlithes alignés parallèlement et englobant des grains noirs très nombreux et de toutes tailles dont nous n'avons pas pu déterminer jusqu'à présent la nature exacte, mais qui paraissent être de l'oligiste. On n'y voit pas d'ottrélite bien caractérisée; la présence de ce minéral n'est pas impossible, mais nous n'en avons pas vu de cristaux vraiment indiscutables.

A l'entrée de la tranchée, M. H. DE RAUW trouve un échantillon de phyllade noirâtre paraissant tout rempli de petits cristaux.

Dans les joints de la roche, on remarque souvent une coloration rouge qui pourrait être due à l'altération de sels de fer y contenus; il est cependant plus probable qu'elle doit son origine à ce que le Cambrien aurait été recouvert ici d'un dépôt local de roches rouges secondaires, comme on en observe à certains endroits, notamment près de Sainte-Cécile, roches rouges qui auraient été enlevées par l'érosion.

M. LOHEST trouve dans cette coloration rouge du Cambrien une confirmation de ses opinions sur l'extension du Trias.

Ces phénomènes de coloration sont en tous points semblables à ceux que l'on observe à Challes, dans le Revinien, en un point où l'on a la certitude de la présence ancienne du poudingue triasique de Malmédy sur le Revinien.

Il semble bien qu'il ne s'agit pas du produit de l'altération des pyrites, lesquelles donnent des irisations fort différentes de ce que l'on observe ici.

M. JÉROME fait remarquer qu'il existe aux environs de Spa des phyllades à coloration rouge semblables à ceux-ci, sans qu'on puisse faire intervenir le Trias pour expliquer cette coloration.

M. FOURMARIER montre que la coloration rouge n'existe pas ici dans la pâte même de la roche, mais seulement dans les joints. Ce serait donc une coloration d'apport.

Il rappelle que les phyllades coblenciens, souvent pyriteux, ne sont pas colorés en rouge au voisinage d'Herbeumont, alors que, plus à l'Est, cette coloration apparaît et augmente rapidement dès que l'on se rapproche des affleurements de roches rouges de la base du Secondaire.

M. DE RAUW, à l'appui de ce qui précède, montre que la coloration rouge est absente dans le bas de la tranchée. Elle est donc superficielle.

Dans la moitié Sud de la tranchée, les couches inclinent de  $20^{\circ}$  à  $30^{\circ}$  vers le Sud, avec de petites ondulations secondaires, et le feuilletage est parallèle à la stratification.

L'allure générale est donc très régulière, mais on observe cependant la présence de quelques petites failles inclinant faiblement vers le Sud, ainsi que des chiffonnages d'amplitude faible en général.

Vers le milieu de la tranchée, les couches qui, sur une assez grande longueur, étaient horizontales, se replient en dressant à peu près vertical avec petits plis secondaires et sont coupées immédiatement par une faille inclinant à  $45^{\circ}$  au Sud. Le rejet de cette cassure ne paraît pas être bien important, car au delà on trouve les mêmes phyllades et quartzites que précédemment.

Plus loin, les couches, d'abord presque horizontales, sont coupées par une petite cassure à pente faible vers le Sud, puis se replient à nouveau en dressant renversé.

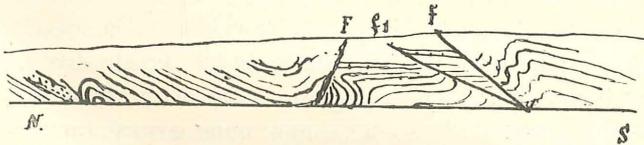


Fig. 7. — PAROI EST DE LA TRANCHÉE.

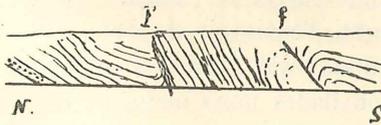


Fig. 8. — PAROI OUEST DE LA TRANCHÉE.

L'allure, ici, est plus complexe qu'au début, et les deux parois de la tranchée se présentent avec un aspect un peu différent. Sur la paroi Est, les couches en dressant sont coupées par une faille paraissant incliner au Nord et suivie de couches en plateure qui se poursuivent régulièrement sur une trentaine de mètres au delà de la faille; sur la paroi Ouest (1), les couches au delà de la première faille se mettent

(1) La figure a été renversée pour que les coupes des deux parois puissent être comparées plus facilement.

immédiatement en dressant, et la seconde faille paraît incliner ici vers le Sud, parallèlement aux couches; mais au delà de la cassure on retrouve la même allure en plateure, et les couches se correspondent d'une paroi à l'autre.

Dans ces couches en plateure, les quartzites sont plus abondants que précédemment et se présentent en bancs plus épais.

Sur la paroi Ouest de la tranchée, à une vingtaine de mètres au Nord des couches en dressant, on observe un affleurement de la roche à aspect très spécial que nous avons désignée sous le nom de pseudo-micaschiste. Cette roche paraît formée essentiellement de mica blanc en grandes lamelles, ce qui lui donne l'aspect d'un micaschiste. Outre le mica, on distingue de petits grains de quartz; au microscope, on reconnaît nettement ces deux minéraux. Le quartz se présente sous forme de grains de petites dimensions, et les paillettes de mica sont, en général, disposées parallèlement et s'incurvent pour entourer les grains de quartz, donnant à la roche une structure fluidale très nette dans les préparations faites perpendiculairement au feuilletage.

On remarque cependant qu'il existe aussi d'assez nombreuses paillettes de mica qui ne sont pas disposées parallèlement au feuilletage de la roche. Le microscope montre également dans cette roche la présence de nombreux petits cristaux de rutile; ces divers caractères semblent bien indiquer qu'on se trouve ici en présence d'une roche très métamorphique. Rappelons que nous avons trouvé dans un fragment de la roche un gros cristal de quartz de 9 à 10 millimètres de diamètre.

Sur la paroi Ouest, l'épaisseur du banc, mesuré perpendiculairement à la stratification, est de 1<sup>m</sup>25; on voit aisément qu'il est interstratifié dans des phyllades noirs inclinant de 30° au Sud et dont la direction est à peu près Est-Ouest.

Sur la paroi Est, à 50 mètres au Nord du point où commencent les couches en plateure, on trouve le prolongement du banc de ce pseudo-micaschiste; mais, au contact de ce banc, du côté Sud, les roches, au lieu de lui être régulièrement superposées, forment un pli en S fortement écrasé, dont la charnière fait un angle marqué avec la stratification et qui s'ennoie fortement vers l'Est.

Dans la partie Nord de la tranchée, on observe des phyllades noirs, d'aspect zonaire, formés de bandes minces alternativement noires et gris verdâtre. Au microscope, on voit que les parties claires sont formées surtout de séricite, tandis que les parties foncées ont le même aspect que dans les autres phyllades, avec, en plus, des cristaux de

rutile et de tourmaline (rare) et peut-être de zircon; on y observe, comme au début, des parties rougies par suite de l'altération. Les couches sont peu inclinées, et l'on y remarque de nombreux petits chiffonnages et de petites cassures dont le rejet est insignifiant.

A l'extrémité Nord de la tranchée, il existe une série de plis un peu plus importants, les couches se présentent successivement en dressants à peu près verticaux et en plateures très faiblement inclinées; toutefois l'allure en plateure est prédominante.

On trouve ici des phyllades à petits grains cristallins noirâtres, et les roches ont, comme dans toute la tranchée, l'aspect gaufré.

*Première tranchée de la voie ferrée au Nord du viaduc de Muno.*

Nous gagnons alors la voie ferrée, où une tranchée située un peu au Nord-Est du chemin précédent nous donne une autre coupe dans le Cambrien; cette coupe est surtout intéressante au point de vue de l'allure des couches.

Nous y voyons affleurer des phyllades noirs ou gris foncé, ternes, dans lesquels sont intercalés quelques bancs de quartzite; ces bancs deviennent prédominants à l'extrémité Nord de la tranchée.

Les couches, très redressées tout au début, se mettent bientôt en plateure presque horizontale, largement ondulée et seulement compliquée de quelques petits chiffonnages très localisés; cette allure persiste jusqu'au bout de la tranchée; les excursionnistes sont d'accord pour reconnaître que l'allure des couches du Cambrien en cet endroit est bien différente de l'allure habituelle du Cambrien des massifs de l'Ardenne.

*Deuxième tranchée de la voie ferrée au Nord du viaduc de Muno.*

Sur une longueur de 300 mètres environ, la voie est en remblai, et les observations ne sont pas possibles. Une petite tranchée nous montre alors des roches d'un aspect assez différent des précédentes, mais ressemblant cependant beaucoup à celles de la tranchée du chemin au Nord du ruisseau des Cailloux. C'est le point de la coupe où le Cambrien diffère le plus, comme aspect, du Revinien typique. On trouve ici des phyllades paraissant très métamorphiques au premier abord; leur teinte est noir violacé, et, comme les précédents, ils ont

l'aspect gaufré spécial au Cambrien des environs de Muno. Les phyllades paraissent otrélitifères; toutefois des préparations microscopiques exécutées dans les roches de cette tranchée ne sont pas démonstratives à cet égard.

*Troisième tranchée du chemin de fer.*

Après avoir traversé un étroit ravin, la voie est de nouveau en tranchée; à l'entrée de celle-ci, on voit un peu de phyllade analogue à celui observé dans la tranchée précédente. La roche est moins altérée et un peu zonaire; une préparation microscopique y effectuée nous a permis de voir qu'elle est formée essentiellement de petits grains de quartz et de mica; elle contient aussi des bâtonnets de rutile.

A quelques mètres de l'origine de la tranchée apparaît du phyllade compact, très noir, pyriteux, accompagné de bancs de quartzite. C'est en ce point que le Cambrien des environs de Muno ressemble le plus au Revinien typique.

L'allure des couches n'apparaît pas nettement au premier abord, mais une étude attentive des deux parois paraît indiquer l'existence, à l'entrée de la tranchée, d'un pli renversé dont le flanc Nord est coupé par une faille inclinant à 40° environ vers le Sud (fig. 9); au Nord de

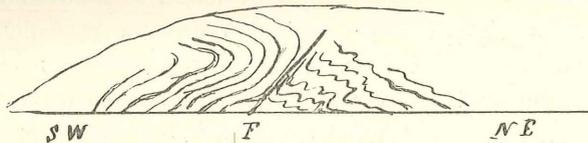


Fig. 9.

cette cassure, on trouve des roches analogues aux précédentes, c'est-à-dire des phyllades noirs et des quartzites. Le rejet produit par la faille ne paraît donc pas considérable, sans qu'il soit possible, toutefois, de l'évaluer; au Nord de la faille, les roches sont très chiffonnées, et contre la cassure on observe l'existence de couches fortement renversées. Ces roches paraissent très métamorphiques et semblent, notamment, contenir de l'otrélite; mais les préparations microscopiques ne montrent pas nettement l'existence de ce minéral; la roche est formée essentiellement de mica et de petits grains de quartz.

MM. DE RAUW et ANTHOINE trouvent cependant un banc de phyllade avec minéraux microscopiques qu'ils croient être de l'otrélite ou plus probablement de l'ilménite.

Vers le milieu de la tranchée, les couches inclinent vers le Nord, avec une série de petits plis secondaires; on y rencontre un banc peu épais de roche très micacée, présentant une très grande analogie avec le pseudomicaschiste que nous avons observé dans la tranchée du chemin longeant la voie ferrée près du viaduc de Muno. Étudiée au microscope, cette roche se montre, en effet, formée essentiellement de mica blanc et de quartz, avec assez bien de pyrite, un peu de feldspath, un peu de rutile; les paillettes de mica sont pour la plupart disposées parallèlement au feuilletage de la roche; l'analogie entre les échantillons provenant des deux affleurements est donc frappante.

Immédiatement sous ce pseudomicaschiste, on observe un phyllade gris verdâtre, d'aspect très métamorphique, à pâte entièrement microlithique, avec petits grains de pyrite; au-dessus, au contraire, se trouvent des phyllades noirs, pyriteux, accompagnés de gros bancs de quartzite noir.

Toutes les roches qui affleurent dans cette tranchée sont très pyriteuses; la pyrite s'y présente de préférence en enduits à la surface des feuilletés, mais parfois aussi en cristaux, comme c'est le cas dans le Revinien. Par suite de la grande abondance de ce minéral, les eaux qui traversent la roche se chargent d'une forte proportion de fer et, dans les rigoles ménagées au pied des talus, on les voit avec la teinte jaune d'ocre très prononcée et très caractéristique.

Plus loin, ces bancs sont très chiffonnés, et on y observe, notamment, des allures semblables à celles figurées par M. Gosselet pour le massif de Rocroy; le pendage Nord est prédominant; les bancs se redressent ensuite pour atteindre une pente de 85°; en même temps leur allure devient plus régulière au voisinage du contact avec le Dévonien; la direction est ici Nord 40° Ouest.

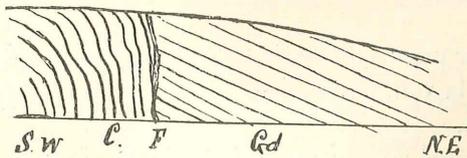


Fig. 10.

C. Cambrien. — *Gd.* Gedinnien. — F. Faille.

Avant d'atteindre l'extrémité Nord-Est de la tranchée, nous entrons dans le Dévonien, mis en contact avec le Cambrien par l'intermédiaire d'une faille.

Comme le montre le croquis figure 10, contre les couches cam-

briennes fortement redressées viennent buter des bancs inclinant de 30° environ vers le Nord et dont la direction est approximativement Nord 40° Est ; leur aspect est totalement différent ; ce sont des schistes verdâtres, compacts, paraissant assez fortement métamorphisés.

Comme nous le verrons par la suite, ces roches rappellent absolument par leur aspect celles qui reposent sur le poudingue de base du Gedinnien.

Dans ces roches on découvre quelques restes de fossiles.

La surface de contact entre ce terrain et le Cambrien est à peu près verticale, ou plus exactement inclinée au Nord-Est de 80 à 85°, sa direction est Nord 60° Ouest ; elle est donc approximativement parallèle à la direction générale du plissement, la surface de faille est quelque peu ondulée.

M. P. QUESTIENNE fait observer que la période de sécheresse que l'on vient de traverser a eu pour effet de faire apparaître très nettement la différence entre le Cambrien et le Gedinnien au point de vue aquifère ; les fossés creusés dans le Cambrien contiennent de l'eau qui s'écoule dans une direction opposée au contact ; à l'endroit de celui-ci, la venue d'eau cesse brusquement, et le passage du contact est très bien marqué sur la plateforme du terrassement du chemin de fer ; du côté du Cambrien, le sol est humide ; du côté du Gedinnien, il est sec. Les roches du Cambrien sont donc beaucoup moins perméables que celles du Gedinnien.

A l'extrémité de la tranchée, nous atteignons la vallée du ruisseau des Roches.

#### *Tranchée du chemin au Sud du ruisseau des Roches.*

En suivant sur une centaine de mètres le chemin qui monte vers le Sud-Est contre la voie ferrée, nous atteignons le contact du Cambrien et du Gedinnien.

Ce point est situé un peu au Nord-Est du dernier affleurement visible dans la tranchée du chemin de fer.

Quelques pointements de phyllades noirs au pied de la tranchée nous montrent la présence du Cambrien, mais la stratification n'est pas visible à cause de la faible étendue de l'affleurement. Sur ce Cambrien repose le poudingue gedinnien.

Ce poudingue est formé de cailloux généralement assez volumineux

de quartzite; le ciment est siliceux et transformé lui-même en quartzite, de telle sorte que, dans une cassure fraîche, toute la roche paraît être du quartzite massif; ce n'est que dans les parties superficielles exposées à l'air depuis longtemps que l'altération, en donnant une teinte différente au ciment et aux cailloux, fait ressortir les contours de ceux-ci et montre que l'on se trouve en présence d'une roche conglomératique et non pas d'une roche compacte. Le rocher de poudingue, dont la base a été entamée pour l'établissement du chemin, alors que son sommet est resté exposé à l'air depuis un temps très considérable, montre nettement ces deux aspects de la roche.

Dans un bloc de poudingue, MM. LOHEST et DE RAUW observent la présence de grandes lamelles de mica; la roche paraît donc avoir subi un métamorphisme considérable.

Le poudingue se présente en bancs très épais; la stratification est cependant nette; les couches inclinent au Nord, d'abord fortement, puis un peu faiblement; l'épaisseur de la formation est d'une trentaine de mètres.

On remarque que le poudingue et les phyllades cambriens qu'il recouvre sont mis en contact avec les roches plus récentes, inclinant également vers le Nord-Est, de l'extrémité de la dernière tranchée de la voie ferrée; cette disposition ne peut s'interpréter qu'en supposant l'existence d'une faille; le plan de fracture n'est pas visible, mais on peut supposer que la faille a une allure analogue à celle qui a été observée au premier contact du Gedinnien et du Cambrien.

Sur le poudingue reposent des roches très compactes ressemblant beaucoup, comme aspect extérieur, à certaines cornéennes de la zone métamorphique de l'anticlinal de l'Ardenne. Ce sont les schistes de Mondrepuits, *Gb*.

Des préparations microscopiques montrent qu'elles sont, en réalité, formées principalement de grains de quartz englobés dans une pâte phylliteuse de teinte jaunâtre en lumière naturelle.

Au cours de l'excursion, on découvre un banc d'aspect très cristallin et très métamorphique.

#### *Tranchée du chemin au Nord du ruisseau des Roches.*

Nous passons alors sur l'autre rive du ruisseau des Roches et nous étudions la coupe le long du chemin qui longe au Nord-Est la voie

ferrée. Après un espace couvert à l'entrée du chemin, on aperçoit des débris et de mauvais affleurements de phyllade noir que tous les excursionnistes s'accordent à rapporter au Cambrien. Un peu plus haut apparaît le poudingue. Dans la tranchée du chemin de fer, en contrebas du chemin public, on voit le poudingue reposer sur des phyllades noirs altérés.

Cette réapparition du Cambrien et du poudingue gedinnien au delà des roches plus récentes du versant Sud du ravin ne peut s'expliquer que par une faille, analogue à celle qui passe un peu au Sud des premiers affleurements de poudingue.

L'allure de cette partie de la coupe peut s'interpréter comme le montre le croquis (fig. 11).

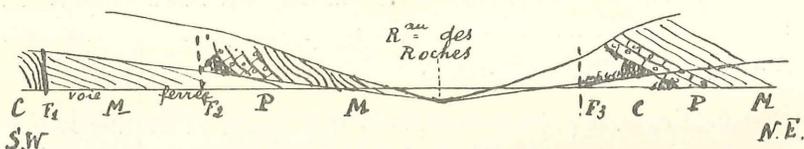


Fig. 11.

C. Cambrien. — P. Poudingue de Fépin. — M. Schistes de Mondrepuits.  
*F*<sub>1</sub>, *F*<sub>2</sub>, *F*<sub>3</sub>. Failles.

Dans les affleurements au Nord du ruisseau des Roches, le poudingue a une épaisseur moindre qu'au Sud; elle n'est que d'une dizaine de mètres.

Les cailloux du poudingue sont ici plus faciles à distinguer de la pâte qui paraît être un peu plus argileuse que dans l'affleurement plus méridional.

Le poudingue forme la crête du versant Nord-Est de la vallée du ruisseau des Roches; de loin on aperçoit dans le bois plusieurs pointements de cette roche.

Le poudingue est surmonté de schiste compact noirâtre ou gris verdâtre foncé, très semblable à celui observé précédemment. On y découvre aussi des échantillons d'aspect très métamorphique.

#### *Quatrième tranchée de la voie ferrée.*

Nous reprenons notre course le long de la voie ferrée; la tranchée située sous le niveau du chemin, au delà du ruisseau des Roches, montre les mêmes roches que celui-ci, et nous ne nous y arrêtons pas.

La voie ferrée traverse en remblai une petite vallée et prend ensuite la direction Est-Ouest.

*Cinquième tranchée de la voie ferrée.*

La tranchée que nous rencontrons immédiatement après nous donne une bonne coupe dans les schistes gedinniens. Ces schistes sont gris verdâtre, zonaires et très régulièrement stratifiés; leur direction est approximativement Ouest-Nord-Ouest—Est-Sud-Est, et leur pendage 30° vers le Nord-Est.

M. LOHÉST fait remarquer que les schistes de Mondrepuits sont bien moins métamorphiques ici qu'au voisinage immédiat du poudingue; ils ont le facies normal tel qu'il se présente sur le bord Nord du massif de Rocroy, notamment à Macquenoise, et sur le bord Sud de ce massif; ils diffèrent cependant des schistes de ce niveau à Mondrepuits même.

Dans le dernier tiers de la tranchée, les schistes n'ont plus l'aspect zonaire; ils sont plus compacts. Au cours de l'excursion, on découvre, dans cette partie, au pied de la tranchée, quatre petits pointements d'une roche éruptive assez altérée, se présentant avec le même aspect que celle qui sera décrite dans la tranchée suivante où l'on observera de beaux affleurements.

La présence de ces pointements éruptifs explique la compacité plus grande des schistes gedinniens à cet endroit; contre la roche cristalline, ils sont parfois transformés en une sorte de porcelanite et deviennent blanchâtres par altération.

Au second pointement, M. ANTHOINE fait remarquer qu'un filon de quartz avec bastonite se trouve tout au voisinage de la roche éruptive et paraît en relation avec elle; ce filon a exactement le même aspect que ceux que l'on trouve dans la zone métamorphique de l'Ardenne, dans la région de Bastogne, et qui sont, d'après M. J. Cornet, les émanations pneumatolytiques d'un magma.

M. ANTEN fait remarquer que sur quatre échantillons de provenances différentes de la roche éruptive que M. Fourmarier et lui ont étudiés, aucun ne contenait du quartz.

Il est donc peu probable que cette roche éruptive ait pu émettre des émanations acides.

*Sixième tranchée de la voie ferrée.*

Après avoir traversé de nouveau un étroit ravin, la voie reprend en tranchée, et, à l'entrée de celle-ci, nous observons des schistes analogues aux précédents; à 25 mètres environ de l'origine de la tranchée, nous atteignons l'affleurement principal de roche éruptive traversant le Gedinnien.

A première vue, on se croirait en présence d'un calcaire siliceux; les grandes plages de calcite qu'on y aperçoit font penser à des restes d'organismes, notamment à de grosses tiges de crinoïdes.

L'étude microscopique a montré qu'il s'agit bien d'une roche éruptive. La pâte est formée de petits cristaux de feldspath plagioclase, de mica noir et de calcite; dans cette pâte sont englobés de gros cristaux de calcite et de feldspath visibles à l'œil nu et donnant à la roche un aspect trachytique.

La calcite pénètre dans le feldspath, et, dans un gros cristal de ce dernier minéral, M. Anten a observé trois inclusions de calcite. Outre cela, il existe dans la pâte d'autres minéraux translucides, ne polarisant pas et dont nous n'avons pu déterminer la nature jusqu'à présent. La roche non altérée a une teinte gris-bleu rappelant le calcaire; par altération elle devient gris jaunâtre ou gris verdâtre, et les cristaux de feldspath sont kaolinisés; la roche devient alors très tendre. Cette roche présente les caractères principaux des kersantites, et nous la rapportons à cette variété.

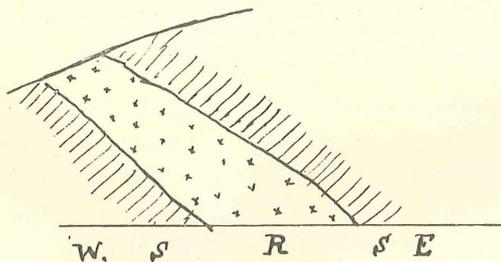


Fig. 11. — VUE DE LA ROCHE ÉRUPTIVE SUR LA PAROI N. DE LA 6<sup>e</sup> TRANCHÉE.

S. Schistes. — R. Roche éruptive.

Ce premier affleurement de la roche éruptive est visible sur les deux parois de la tranchée; il se présente sous la forme d'une sorte de gros banc dont la direction approximative est Nord 50° Est et qui incline

au Sud-Est de 25 à 40°; on la suit sur une longueur de 4 mètres, mesurée suivant la voie ferrée.

Elle est englobée dans un schiste très compact gris bleuâtre qui, à première vue, paraît calcaireux; un essai sommaire à l'acide montre immédiatement qu'il n'en est rien; la compacité de la roche est une conséquence du métamorphisme qu'elle a subi. L'étude microscopique montre que ce schiste est formé de microlithes phylliteux enchevêtrés dans tous les sens et englobant quelques petits grains de quartz.

Par suite de cette transformation de la roche, la stratification est très difficile à distinguer; on y remarque une série de joints très nets dont la direction est approximativement Nord 60° Est et le pendage 60° Sud-Est; il semble, à première vue, que ces joints représentent la stratification; cependant, un examen plus attentif fait reconnaître que ce ne sont que des diaclases; en effet, lorsqu'on se trouve en dehors de la zone métamorphisée, tant à l'Est qu'à l'Ouest, on voit que la stratification est très nette et que la direction est constante de Nord 60° Ouest; d'autre part, sur la paroi Nord de la tranchée, dans les schistes métamorphiques, on observe une série de zones minces parallèles, mises en évidence par l'altération superficielle; or, ces zones ont exactement la même allure que les joints de stratification indiscutables des parties non métamorphisées; dans ces conditions, il n'est pas douteux qu'elles représentent bien la stratification, tandis que les joints les plus nets ne sont que des diaclases.

Les excursionnistes se rendirent aisément compte de la chose et purent observer que ces diaclases si nettes sont plus ou moins parallèles à la direction des masses éruptives.

La masse des schistes métamorphiques s'étend encore sur une longueur de près de 100 mètres au delà de la grande masse de kersantite; sur cette longueur, on observe encore deux pointements importants de la même roche éruptive, l'un sur la paroi Nord, l'autre sur la paroi Sud; ils paraissent se rapporter à la même masse et se présentent avec l'aspect de gros bancs, comme la première masse étudiée dans la tranchée; et leur allure est à peu près la même.

A une centaine de mètres de l'origine de la tranchée, on voit des schistes verts et rouges assez altérés, faisant encore partie de la masse métamorphique et dans lesquels est intercalé un nouveau pointement de kersantite fortement altérée, tendre, de teinte gris verdâtre, et dans laquelle on voit des cavités dont les parois sont tapissées d'un enduit brun; elle se présente comme une sorte de banc peu puissant dont la

direction est Nord 60° Est et la pente 60° Sud-Est; elle est bien visible sur la paroi Sud de la tranchée; sur la paroi Nord, à peu près dans son prolongement, on voit un autre pointement, mais, à cause du ballast, il n'est pas possible de voir s'il se raccorde au précédent.

C'est la présence de toutes ces masses éruptives qui explique la grande étendue occupée par les schistes métamorphiques.

Un peu après avoir dépassé le dernier pointement de kersantite, nous nous trouvons en présence de schistes fossilifères bien visibles sur la paroi Sud; certains lits sont remplis de fossiles (1); la direction des couches est Nord 70° Ouest et l'inclinaison 40° Nord.

M. LOHST fait remarquer combien ces schistes sont peu métamorphiques comparativement à ceux qui avoisinent immédiatement la kersantite; la zone de métamorphisme due à la roche plutonienne est donc fort peu étendue. Il reconnaît cependant qu'on peut trouver dans la présence de ces roches éruptives un argument sérieux en faveur de la théorie de M. Stainier pour l'explication du métamorphisme de la région de Bastogne. Il est d'avis que les divers pointements de kersantite sont des apophyses d'une grande masse ou batholithe, cachée en profondeur.

Vers l'extrémité Est de la tranchée, au pied de la paroi Nord, nous découvrons encore trois petits pointements de roche éruptive altérée; les schistes encaissants ne sont ici métamorphisés que sur une très faible zone au voisinage de la roche cristalline.

Au fur et à mesure que l'on s'avance vers l'Est, on voit apparaître des schistes verdâtres ou bigarrés intercalés dans les schistes fossilifères.

#### *Septième tranchée de la voie ferrée.*

Dans cette tranchée, située près de la ferme de Prensart, les schistes sont franchement bigarrés de rouge et de vert, et quelques bancs de grès y sont intercalés. Tout le monde est d'accord pour ranger ces roches dans l'assise d'Oignies Gc. La pente des strates a

---

(1) Notre confrère M. Leriche y a reconnu les espèces suivantes : *Strophomena* sp., *Spirifer sulcatus* Hisinger, *Pterinea retroflexa* Wahlenberg, *Conularia* sp., *Tentaculites tenuis* Sowerby, *Homalonotus Roemeri* de Koninck.

augmenté progressivement, et on mesure ici une direction Nord 50° Ouest avec pente de 80° Nord. A l'entrée de la tranchée, les schistes sont très compacts et traversés par des diaclases; il ne serait pas impossible que l'on rencontrât à leur voisinage un nouveau pointement de roche éruptive (1).

Un peu plus en avant, nous observons une magnifique discordance de stratification entre les roches bigarrées gedinniennes fortement redressées et les marnes du Lias en couches horizontales.

Ces marnes de couleur noirâtre, avec nodules et bancs discontinus de calcaire bleu, fossilifère, appartiennent à l'assise des marnes de Jamoigne. Il est à remarquer qu'il n'existe pas de dépôt de poudingue à la base; cependant on trouve localement une roche conglomératique, au contact du Gedinnien.

M. JÉROME pense qu'on pourrait considérer cette roche conglomératique comme représentant le grès de Rossignol.

Les dépôts secondaires sont affectés ici par de petites failles d'affaissement; pour l'une d'elles, la direction est N. 60° Est et son inclinaison 65° Sud-Est; il est à remarquer que cette allure est précisément celle observée pour les pointements de roche éruptive et pour les diaclases qui découpent les schistes au voisinage de celle-ci (2).

Ayant été retardés par le tir des mines dans la tranchée, nous n'eûmes pas le temps nécessaire pour étudier la question de plus près; il nous fallut regagner en hâte les voitures pour retourner à Florenville. En passant, nous remarquons, à quelque distance, une grande tranchée creusée dans les marnes noires de Jamoigne un peu à l'Est de la gare de Sainte-Cécile; en arrivant à Chassepierre, nous voyons le long de la route quelques affleurements des calcaires sableux de Florenville et d'Orval.

A Florenville, nous nous trouvons réunis, pour la dernière fois, à l'*Hôtel central*, où le dîner nous attendait. Au dessert, M. Malaise, président de la session, remercie les membres d'être venus nombreux

---

(1) M. Anten a revisité cette tranchée le 1<sup>er</sup> décembre 1911; un peu à l'Est du viaduc situé en face de la ferme de Parensart, un coup de mine venait de mettre à nu un pointement de kersantite très altérée avec gros cristaux de feldspath. (*Note ajoutée pendant l'impression.*)

(2) Le pointement de roche éruptive mis à nu le 1<sup>er</sup> décembre 1911 s'arrête au contact du Jurassique; la venue éruptive est donc antérieure au Lias. (*Note ajoutée pendant l'impression.*)

aux excursions; il félicite M. Jérôme de la façon remarquable dont il a organisé les excursions et de l'intérêt qu'il a su leur donner; il remercie également M. Fourmarier de la course si intéressante qu'il a dirigée entre Muno et Sainte-Cécile, où il a montré des faits absolument nouveaux et de la plus haute importance; cette journée, comme l'a dit M. Max Lohest au cours de l'excursion, fera époque dans l'histoire de la géologie belge, car les faits observés viendront peut-être modifier profondément certaines de nos conceptions théoriques sur l'évolution de nos terrains dévoniens et orienteront les recherches futures dans une voie nouvelle. (*Applaudissements.*)



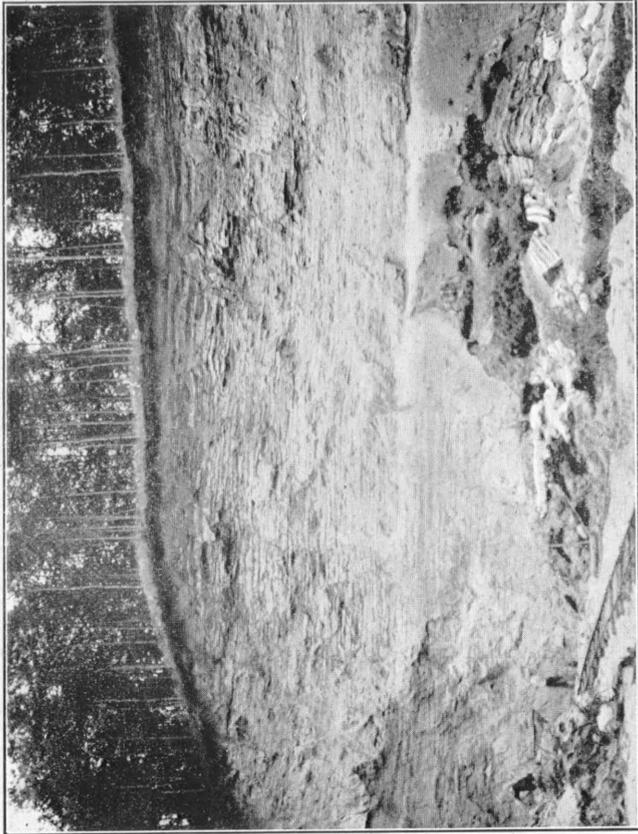


FIG. 1. — Carrière Barnich à l'Est du vicinal Arlon-Ethe, près d'Arlon. Le haut plus sombre est constitué par le schiste d'Ethe (Vrb). Il forme ici un biseau qui finit aux pieds de l'homme debout dans le bois. Le reste est constitué par le Vras. On y voit les marbrures rougâtres alternant avec le sable blanc, plus larges et plus rapprochées dans le haut.

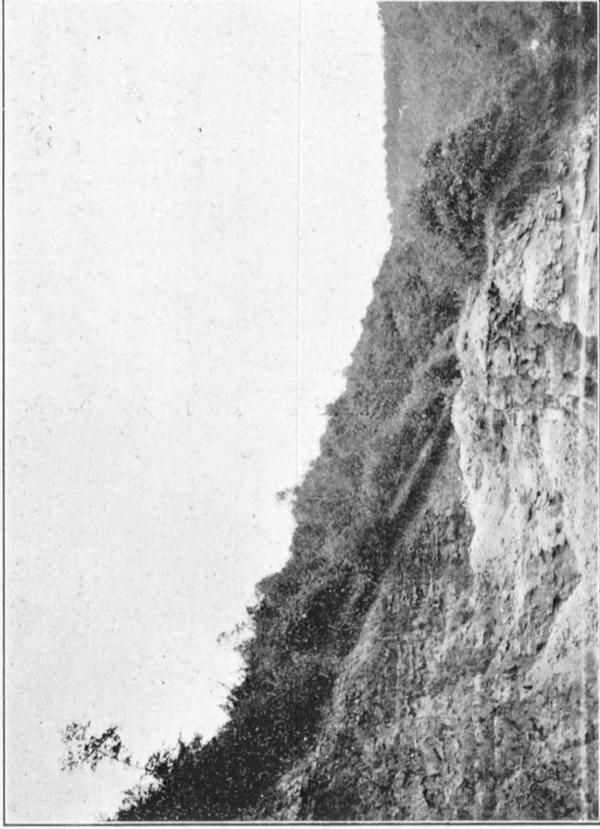


FIG. 2. — Carrière Montauban dans la vallée de Buzenol. Dans le haut, calcaire sableux d'Orval. Le bas, couvert en partie de déblais, est du calcaire sableux de Florenville.

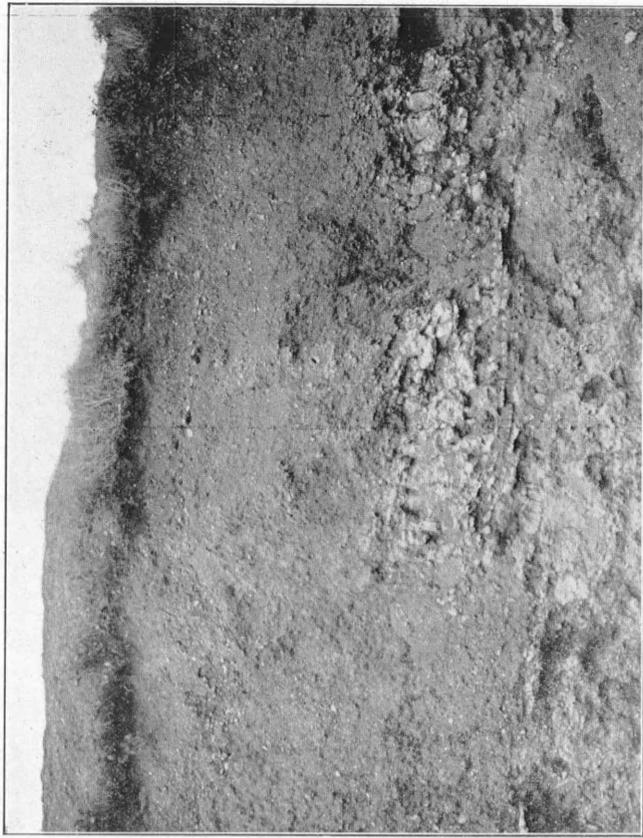


FIG. 3. — Poudingue du Keuper inférieur à Attert, vis à vis la maison Grégorius.



FIG. 4. — Marnes irisées (Keuper supérieur) à la sortie de la 2<sup>e</sup> franchée en partant d'Attert.  
De haut en bas : 1<sup>o</sup> marnes rouge violacé ; 2<sup>o</sup> marnes gris verdâtre ; 3<sup>o</sup> banc de dolomie désagrégé ; 4<sup>o</sup> alternances de marnes rouges et verdâtres.

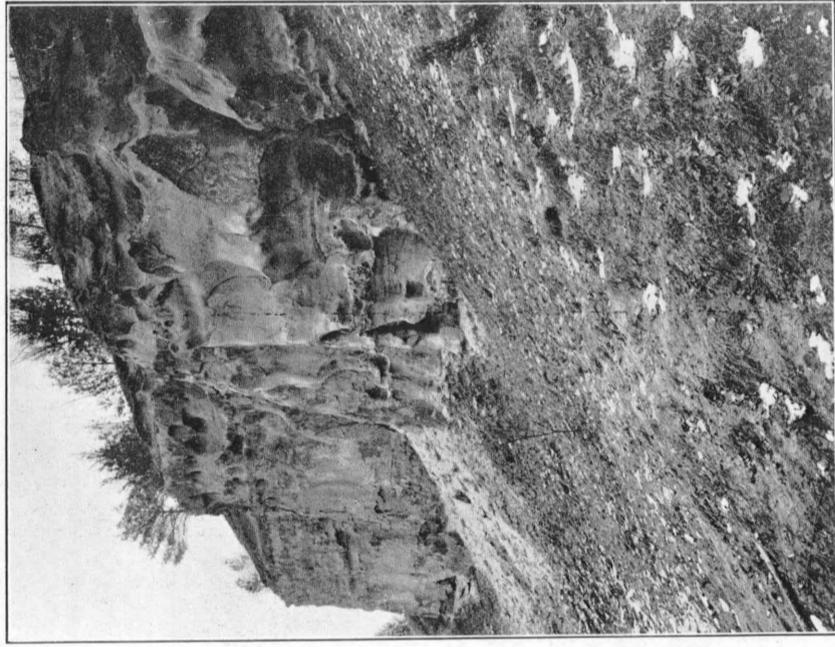


FIG. 5. — La Cote Rouge près d'Arlon : Sables de Metzert (Htbs). Le bas de la carrière est caché par des éboulis. On y voit de grandes diaclases. Les creux et les bosses résultent de l'action du vent.

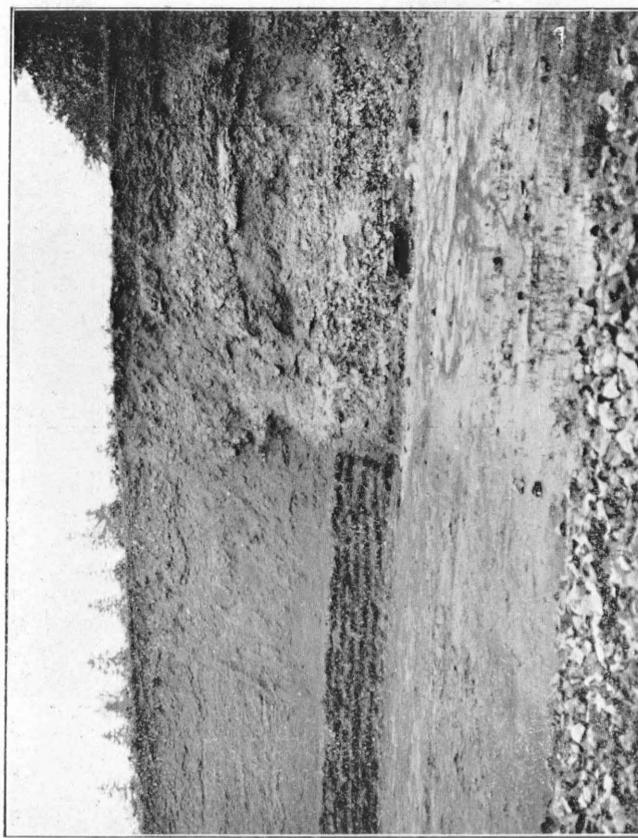


FIG. 6. — Faille à la gare de Bonmert.  
A gauche, couvert en partie par le perré : Vras, descendu au niveau de Vras<sup>sup</sup> à droite.  
La ligne de rupture se remarque aussi dans le sol : à gauche sable sec, à droite marne couverte d'eau.

Cliché de M. Jean Massart, juin 1909.

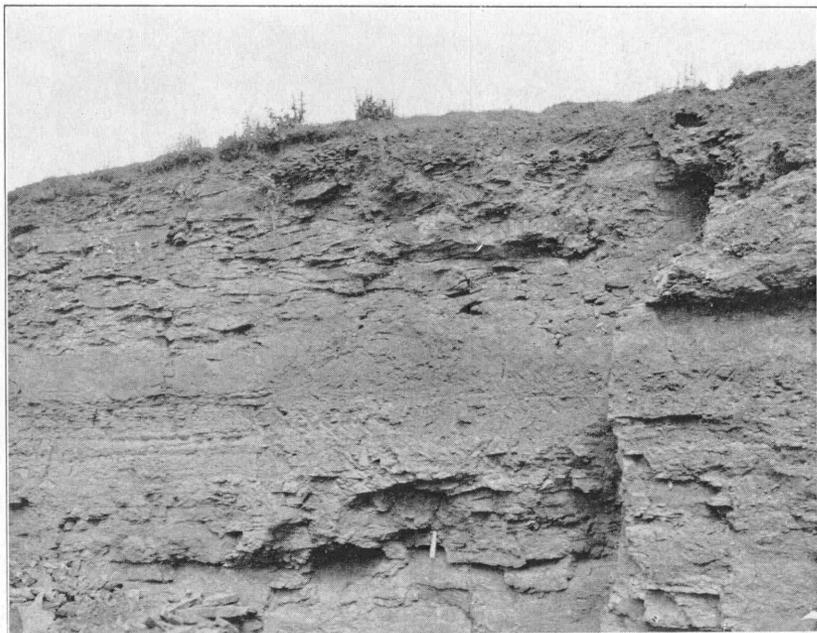
Cliché 4403 de M. Jean Massart, juin 1909.

Cliché de M. Jean Massart, décembre 1909.

Cliché 4309 de M. Jean Massart.

Cliché de M. Jean Massart, décembre 1909.

Session extraordinaire de 1911 de la « Société belge de Géologie,  
de Paléontologie et d'Hydrologie »  
et de la « Société Géologique de Belgique ».



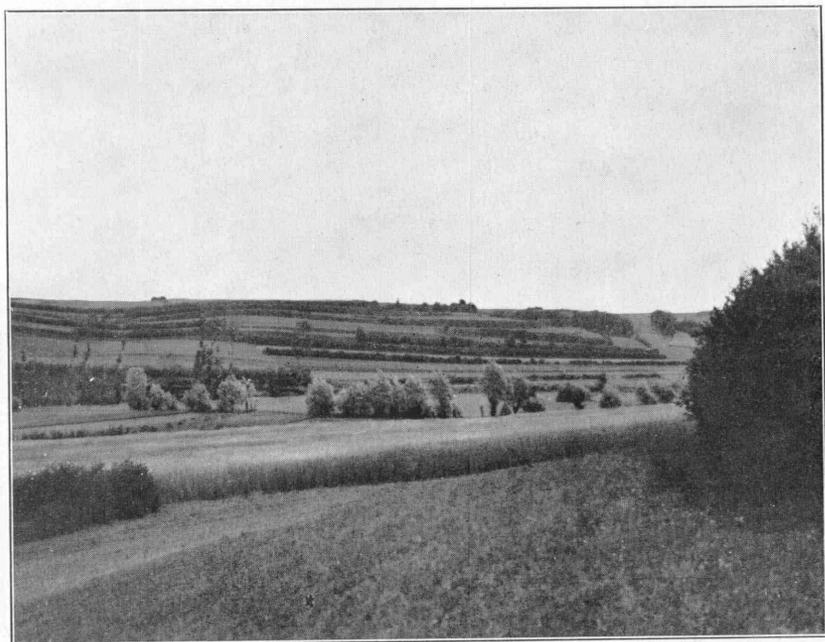
Cliché 4345 de M. Jean Massart, juin 1909.

FIG. 7. — Macigno d'Aubange, (Vrd), un peu au Nord de la gare d'Athus.



Cliché 4344 de M. Jean Massart, juin 1909.

FIG. 8. — Champs en terrasses dans le macigno d'Aubange, à Athus.



Cliché 4353 de M. Jean Massart, juin 1909.

FIG. 9. — Champs en terrasses dans le macigno d'Aubange entre Messancy et Selange.



Cliché 4350 de M. Jean Massart, juin 1909.

FIG. 10. — Terrasses près du signal géodésique de Selange. Au milieu, terrasses s'incurvant en cirque

