L'Orogénèse de l'Ardenne.

par M. LUCIUS.

Résumé d'un exposé fait dans les séances de la Section de Géologie par M. Lucius d'après G. Waterlot: l'évolution de l'Ardenne, Bull. soc. géol. de France, 1945 et L. Bertrand, Histoire géologique du sol français, 1946.

L'Oesling fait partie intégrante d'une vaste zone structurale caractérisée par l'interférence de deux mouvements orogéniques d'âge paléozoique et désignée du nom de *Massif Ardennais*.

Les Ardennes, et par conséquent aussi l'Oesling, ont passé par une phase de plissement à la fin du Silurien, dit *plissement calédonien* et par une autre phase dans le Carbonifère, dit *plissement hercynien*. Ces deux plissements superposés sur un même emplacement sont séparés par une discordance angulaire des couches bien distinctive.

Comme il y a interférence des plis caledoniens et hercyniens, il faut dissocier les plis quant à leur âge pour établir une distinction juste entre les actions tectoniques propres a chacune des deux périodes.

On sait que la structure tectonique superficielle de l'Ardenne se présente en alternance de longues et étroites bandes synclinales et anticlinales. Tandis que les zones synclinales renferment dans leur ensemble et en avançant du sud au nord le Dévonien jusqu'au Houiller, c'est dans les zones anticlinales qu'affleure le substratum cambro-silurien et formant des massifs isolés cambro-silurien de l'Ardenne.

Or, quand on examine les plis de ces massifs et de leur enveloppe dévonien, chaque pli commun au substratum et à l'enveloppe est nécessairement *hercynien*. Il doit être considéré comme *calédonien,* s'il n'est constaté que dans le massif cambro-silurien sans affecter les couches limitrophes du Dévonien.

La tectonique calédonienne est mise au jour en premier lieu dans les massifs de Rocroi, de Stavelot, dans la bande silurienne du Condroz et dans les affleurements cambro-siulriens du Brabant, qui forment des aires anticlinales, décapées de leur couverture dévonienne.

Le *massif de Rocroi* est très disloqué et redressé, tandis que le Dévonien voisin, fortement discordant sur son substratum, présente une allure bien tranquille. Les effets tectoniques ont été très différents dans les deux mouvements orogéniques; la discordance est bien marquée. Non seulement la *nature* des déformations diffère, mais aussi leur *direction.*

Les mouvements calédoniens ont été dans ce secteur très marqués et l'emportent sur les mouvements hercyniens.

Dans le *massif de Stavelot,* les ondulations du Dévonien emboitent assez bien celles des plis du Cambrien et la discordance est peu marquée, ce qui revient à la conclusion que l'essentiel de la structure tectonique, d'ailleurs fort compliquée, de ce massif revient aux mouvements hercyniens et que le plissement calédonien n'a pas été très vigoureux dans cette région. Les ondes calédoniennes disparaissent pratiquement dans le nord du massif, mais elles conservent toujours leurs mêmes directions approximativement W-E. Ceci incite à la supposition que le centre des déformations calédoniennes était situé au Sud du Massif de Stavelot. Au Nord on n'observe que les dernières manifestations d'une activité concentrée au Sud (Oesling).

Dans la *bande silurienne* du Condroz, il est impossible d'avoir une idée nette de ce qu'ont pû être les déformations calédoniennes. L'intensité des efforts tectoniques hercyniens a été telle qu'elle a arraché dans un important charriage, la *Grande Faille du Midi,* le Silurien de sa base et transporté vers le nord. Par ce mouvement les couches siluriennes ont été tellement disloquées et déchirées, que l'on ne peut plus se faire une idée juste de ce qu'était le Condroz avant le plissement hercynien. Grâce à des recherches minutieuses, on a cependant pu constater entre deux étages du Silurien inférieur un conglomérat accusant un contact anormal et une discordance angulaire, indice d'un mouvement calédonien à faible amplitude, comparable à celui du Massif de Stavelot.

Dans le massif cambro-silurien du *Brabant* au contraire, la tectonique hercynienne n'a eu qu'une action effacée, qui se réduit à un soulèvement en dôme à très grand rayon de courbure, de sorte que la couverture du Dévonien en discordance sur le Silurien ne montre qu'une inclinaison régulière de l'ordre de 10 à 15 degrés. Par contre, les forts pendages, les plis aigus et les grandes failles, relevés dans le massif, sont entièrement attribuables à la tectonique plus vigoureuse calédonienne.

L'extrême complication de la structure tectonique de la bande houillière formant le synclinal de Namur du Massif Ardennais dans le sens géologique est depuis longtemps connu grâce aux travaux d'exploitation. La caractéristique du bassin

houiller franco-belge sont de larges charriages horizontaux qui ont été reconnus, il y a plus de 80 ans par les éminents géologues belges Cornet et Briart, qui écrivaient déjà en 1863: «Après la formation du terrain houiller dans notre pays il y a eu un mouvement de translation horizontale de l'Ardenne vers le Nord qui a produit les plissements que l'on remarque dans les bassins houillers de Mons, Charleroi et Liège et dans tout l'anthraxifère (c'est à dire le Carbonifère) jusqu'au terrain ardoisier», (c. à d. le Dévonien et le Cambro-Silurien). Ce bassin houiller se présente comme un synclinal étroit, fortement plissé et très dissymétrique, bordé au Sud par une grande faille de chevauchement, qui se poursuit depuis le bassin de Mons jusqu'au bassin d'Aix-la-Chapelle. Dans le bassin de Mons et du Hainaut cet accident tectonique porte le nom de *Grande Faille* du Midi. La continuité de cette faille se fait par la *bande silurienne du Condroz*. Celle-ci représente une zone failleuse de couches siluriennnes, dans laquelle la grande faille est émiettée dans une série de lames de charriages. Les couches siluriennes n'ont pas de racines vers la profondeur, mais elles nagent, pour ainsi dire, sur le Houiller en bordure méridionale du bassin de Namur. A l'Est des lames de charriage du Condroz, le chevauchement semblable à celui de la grande Faille du Midi, reprend sous le nom de *faille eifelienne*, qui forme le bord sud du bassin houiller de Liège.

Outre ce chevauchement principal il existe, tantôt à sa base, tantôt à son toit, encore d'autres dislocations longitudinales, formant des lames et les coins discontinus, arrachés au substratum ou au toit et entraîné par la poussée principale.

L'allure de ces failles plates représente des surfaces de chevauchement plongeant vers le sud sous un angle de 20 à 25 degrés et qui peut même décroître jusqu'à se rapprocher de l'horizontale, mais qui montre des ondulations à grand rayon de courbure dues à des mouvements de compression ultérieurs.

Dans une coupe très schématisée et simplifiée de la faille eifelienne nous avons donc au-dessus d'une surface de charriage une nappe de terrains de recouvrement, charriée du Sud vers le Nord et qui n'a pas de racines vers la profondeur. Dans le bassin houiller ces terrains sont antérieurs au Houiller et d'âge dévonien ou même cambro-silurien. Au dessous de la surface de charriage se trouve le substratum ou l'autochthone, ici notamment le Houiller productif.

En cas d'une destruction de la nappe de recouvrement par l'érosion on peut observer le substratum sous la surface de charriage. Une telle ouverture dans la nappe est désignée sous le nom de *fenêtre*. Dans une région très accidentée comme

p. ex. dans les Alpes, une fenêtre peut résulter de ce qu'une vallée a été creusée assez profondément pour traverser la nappe et atteindre le substratum.

Dans un pays à relief modéré comme p. ex. la pénéplaine ardennaise le même effet peut être la conséquence d'une ondulation anticlinale ou bombement de la surface de charriage, ramenant le substratum dans le voisinage de la surface. Nous avons vu plus haut, que la surface de charriage de la faille eifelienne n'est pas plane, mais ondulée. A cause d'une telle ondulation vers le haut une fenêtre s'est fermée au sud de la bande du Houiller du bassin de Liège, à Theux, entre Pepinster et Spa dans le massif cambro-silurien de Stavelot.

Dans les environs de Theux réapparaît dans une fenêtre le Houiller et le Carbonifère inférieur plongeant sous du Dévonien plissé, qui repose plus loin au Sud, en discordance stratigraphique sur du Cambrien redressé. Le Dévonien et le Cambrien forment donc une nappe poussée vers le Nord.

Dans la fenêtre de Theux réapparait la faille eifelienne par suite d'un bombement de la surface de chevauchement. Au dessous de la faille se trouve le Houiller du bassin de Liège, recouvert au Sud du bord actuel du bassin par une nappe formée de Cambrien et de Dévonien et poussée du Sud vers le Nord. M. P. Fourmarier admet que dans la Belgique orientale le déplacement de l'écaille de Cambrien et de Dévonien est de 40 à 45 km, et que ce déplacement existe aussi dans la région de Namur, du Hainaut et de Mons.

On voit l'importance de l'existence de la fenêtre de Theux pour l'interprétation de la structure réelle de l'Ardenne.

Dans la conception classique de la tectonique de l'Ardenne, le massif de Stavelot est considéré comme le principal noyau anticlinal et autochtone de l'Ardenne. Or l'ouverture de la fenêtre de Theux au travers du Cambrien du Massif de Stavelot entraîne la conclusion que ce massif n'est pas enraciné in situ, mais que c'est plutôt une grande écaille qui a ses racines plus vers le Sud et qui a été charriée vers le Nord, sur le bord méridional du bassin houiller de Liège. Même la succession stratigraphique des couches du Cambrien admise jusqu'à ce jour, vient d'être contestée actuellement aussi bien dans le Cambrien de Stavelot que dans celui de Rocroi.

La succession classique admise des assises du Cambrien est de bas en haut la suivante:

Devillien inférieur: Quartzite blanchâtre ou verdâtre de Hourtz.

Devillien supérieur: Quartzite et phyllades violets ou gris-verdâtre de Deville et Fumay, souvent avec magnétite.

Révinien: Quartzite gris-bleu et phyllades noirs.

Dans le massif de Stavelot, il existe encore une division supérieure, comprenant deux termes: Salmien inférieur, formé de quartzophyllades et phyllades avec une forme de Graptolites.

Salmien supérieur: Phyllades à ottrélite, minéral chloritoïde, à oligiste ou manganifère, qui semblent témoigner d'un métamorphisme de contact.

D'après des recherches récentes, dans le massif de Rocroi, le Révinien est charrié sur le Dévillien supérieur. Dans le massif de Stavelot, à l'est de cette localité, le Dévillien affleure en une fenêtre au travers d'une vaste nappe de Révinien suivi de Salmien (fenêtre de Ligneuville). Le massif de Dévillien de *Grand-Halleux* se présente également en fenêtre sous le Révinien, dont il est séparé par un contact anormal.

Ceci démontre l'analogie de la structure tectonique du massif de Rocroi et de Stavelot, qui est une tectonique de charriage et de nappes, et prouve que l'âge du Dévillien en Ardenne est inconnu, parce que celui-ci est partout en contact anormal avec sa couverture.

De même le *synclinal de l'Eifel* présente une structure beaucoup plus compliquée qu'on l'admettait autrefois. On a reconnu que dans la région de la Meuse, le flanc Sud de ce synclinal a été refoulé sur son flanc Nord par la *faille d'Aiglemont*. Cette faille est encore une surface de chevauchement vers le Nord. Dans la partie médiane de ce synclinal de l'Eifel entre la Meuse et la frontière grand-ducale, la faille d'Herbeumont fait également chevaucher le flanc Sud sur le flanc Nord sur une surface de chevauchement faiblement inclinée vers le Sud. Les failles de Martelange en sont la continuation.

Dans la région de la Meuse, le massif cambrien de Givonne chevauche encore sur le Dévonien plissé du synclinal de l'Eifel.

Nous sommes donc loin de cette conception classique de la tectonique de l'Ardenne qui admettait une zone très plissée et dérangée par des failles dans le bassin de Namur et de Dinant, mais au Sud, au contraire, une région d'une structure d'une grande simplicité avec alternances régulières de larges bandes anticlinales et synclinales, et dans lesquelles le Dévonien inférieur occupait de larges bandes et reposant sur un substratum de Cambrien perçant en plusieurs îlôts dans les anticlinaux au travers du Dévonien discordant.

La structure réelle et profonde de l'Ardenne est donc bien différente de la tectonique de la surface telle qu'elle se présentait autrefois. Les nouvelles conceptions se résument comme suit: L'ancienne «bande anticlinale du Condroz» est en réalité un vaste charriage foulant du Cambro-Silurien et du Dévonien sur le Houiller du bassin de Namur. Ceci explique aussi que le Dévonien autochthone sous le Carbonifère et le Dévonien de la nappe de charriage sont de facies différent, car les deux termes se sont disposés dans des aires originellement éloignées d'une cinquantaine de km l'une de l'autre

En arrière c. à d. au Sud de ce charriage principal, le Carbonifère et le Dévonien supérieur et moyen du bassin de Dinant sont affectés de nombreux plis ou fronces de caractère superficiel et qui ne présentent pas de Dévonien inférieur dans leurs voûtes, ce qui, à la lumière de la fenêtre de Theux, permet de supposer que tout le bassin de Dinant est décollé de sa position originelle et charrié d'une cinquantaine de km vers le Nord sur le Houiller autochthone.

Les plis ne seraient alors que le froncement superficiel d'un complexe de couches plus malléables et entrainé par décollement. La surface de chevauchement du Condroz se prolonge sous le Cambrien du Massif de Stavelot, c. à d. l'anticlinal par excellence du Massif Ardennais est une nappe de charriage. De même le synclinal de l'Eifel présente une structure qui se complique par des charriages foulant en partie le flanc Sud sur le flanc Nord et par le chevauchement du Cambrien de Givonne sur le Dévonien du synclinal de l'Eifel.

L'existance de nappes dans la structure du Massif de l'Ardenne est donc incontestable et l'Ardenne est nommée aujourd'hui d'après sa structure tectonique réelle un *pays de nappes.*

La structure plissée superficielle s'arrête à certains niveaux et le socle plus profond à été engagé dans des mouvements tangentiels, entraînant des nappes et des ecailles qui ont été charriées du Sud vers le Nord, tandis que les parties plus profondes n'ont pas été engagées dans ces mouvements. Ces phénomènes de charriage ont été déclenchés par le mouvement hercynien.