

Coup d'œil sur l'histoire géologique de la terre luxembourgeoise

Par MICHEL LUCIUS, Dr. phil. II de l'Université de Zurich,
Chef du Service géologique de Luxembourg, Luxembourg

SERVICE GEOLOGIQUE
Bibliothèque

Tirage à part de la SCHWEIZERISCHE BAUZEITUNG du 9 septembre 1950

Imprimerie Jean Frey S. A., Zurich

Ref D 238

Coup d'œil sur l'histoire géologique de la terre luxembourgeoise

DK 551.7 (435.9)

Par MICHEL LUCIUS, Dr. phil. II de l'Université de Zürich, Chef du Service géologique de Luxembourg, Luxembourg

Pour le géographe, deux régions naturelles, contrastant par la composition des roches et les formes du relief, se juxtaposent dans les limites étroites du Luxembourg: au N, l'Oesling, au S, le Gutland. Pour le géologue, il y a entre les deux régions des rapports génétiques étroits; les deux forment une unité, qui est l'œuvre du plissement hercynien.

Dans l'Oesling, le Dévonien schisteux, fortement dressé et plissé, se montre à découvert. Dans le Gutland il disparaît sous du Secondaire gréseux, calcaireux ou marneux, déposé en couches légèrement inclinées, ondulées ou brisées par de nombreuses failles. Celles-ci ne forment qu'une mince pellicule, de 800 m au maximum, reposant en discordance sur 4000 à 5000 m de Dévonien. Celui-ci apparaît seulement dans le lit de la Moselle, à Schengen, et dans les environs de Sierck.

A l'origine, la couverture mésozoïque s'étendait aussi sur l'Oesling et, jusqu'à la fin du pliocène, le Gutland et l'Oesling ne se distinguaient guère, ni par la topographie ni par l'ensemble stratigraphique. Lorsque, à cette époque, ces deux régions ont subi un mouvement en bloc différentiel, l'Oesling a été exhaussé plus vigoureusement ce qui y intensifiait le travail d'érosion des eaux courantes de telle sorte que la couverture mésozoïque a été enlevée. Dans le Gutland, resté en arrière, elle persiste et cache encore le substratum dévonien.

Dans le Carbonifère inférieur, le socle dévonien a subi l'action orogénique vigoureuse du cycle hercynien, qui a produit des plis serrés et dressés. La couverture mésozoïque a été affectée seulement au tertiaire par le contre-coup lointain et atténué des violents plissements des régions alpines, qui a créé des plis à grand rayon de courbure et des failles, correspondant, en direction, aux plis du socle dévonien. Cette continuité dans la direction des plis de deux cycles tectoniques superposés prouve que le Luxembourg fait partie d'une grande unité structurale, malgré les différences appréciables de la géologie de surface de ses deux régions naturelles. Les caractères stratigraphiques et les faciès des terrains qui constituent le sol du pays sont en corrélation avec les différentes phases de l'orogénèse hercynienne. Ces phases comprenaient, dans un cycle paléozoïque, la sédimentation, puis le plissement, ensuite la dégradation en pénéplaine et la dislocation en compartiments d'affaissement inégal du substratum, formant ainsi des aires de surélévation et des aires d'ennoyage. La genèse de celles-ci donnait lieu à des transgressions marines qui ouvraient un autre cycle, dans lequel se sont formés les dépôts mésozoïques du pays¹⁾.

¹⁾ Le lecteur voudra consulter pour les détails stratigraphiques la Carte géologique du Luxembourg en 8 feuilles (1947—1949). Dépôt chez Paul Bruck, Luxembourg, Grand'Rue 50. Prix par feuille 200 frs. lux.

Le substratum dévonien

Le Dévonien de l'Oesling comprend des roches gréseuses et des roches argileuses; les calcaires y manquent complètement. Toutes les roches portent l'empreinte d'un faible métamorphisme régional.

Ainsi, dans certains grès, les grains de quartz montrent une cristallisation complète, de sorte qu'ils sont enchevêtrés les uns dans les autres, sans ciment apparent, ce qui fait que ces grès rangent parmi les quartzites. On distingue les quartzites blancs, dits «Quartzite de Berlé», d'une couleur claire et renfermant 90 à 98% de SiO₂ et les grès quartzeux, dits «Haaselter», de couleur sombre, avec 75 à 90% de SiO₂; leurs grains de quartz gisent dans un ciment phylliteux. Si le grès renferme en abondance des paillettes de mica orientées dans des plans déterminés, le grès se divise suivant ces plans et prend le nom de psammite.

Les roches à base d'argile sont appelées schistes, phyllades ou ardoises et sont caractérisées par la possibilité plus ou moins prononcée d'un débitage en minces feuillets. Les schistes sont composés de silicate hydraté d'aluminium, renfermant des grains de quartz fins, du mica impalpable, un peu de fer et des traces de matière carbonneuse qui donne aux schistes la couleur foncée. Les phyllades sont des schistes à grain très fin, homogènes, compacts et d'une fissilité prononcée. Les variétés les plus pures et les plus fissiles sont désignées du nom d'ardoises. Quand il y a alternance régulière de minces entrecouches gréseuses et argileuses, on parle de quartzophyllades. Quand les grains de quartz sont moins fins, plus nombreux et répartis irrégulièrement, la fissilité diminue et nous avons le schiste grossier (Grobschiefer).

La fissilité suivant une surface qui n'est pas un plan de stratification, est un stade d'évolution des roches argileuses de l'Oesling, d'origine à la fois tectonique et métamorphique, qu'on ne rencontre que dans les régions fortement plissées.

L'exploitation des ardoises, qui se fait à Martelange, à Haut-Martelange, à Perlé et à Asselborn, est l'industrie extractive la plus importante de l'Oesling. Les grès quartzeux et les quartzites fournissent un excellent produit pour l'empierrement des routes. Pour la construction des habitations on n'emploie que le schiste grossier, sauf pour les revêtements extérieurs qui se font, avec un bel effet, en grès quartzeux.

Les couches dévoniennes sont traversées par plusieurs filons métallifères, n'ayant aucune relation directe avec une venue éruptive. Mais comme ils montrent nettement le caractère des dépôts d'origine hydrothermale, ils rangent dans la

catégorie des gîtes télémagmatiques de M. P. Niggli.

Ces filons ont fait l'objet d'exploitations minières, abandonnées ou arrêtées aujourd'hui; citons la mine de cuivre de Stolzenbourg, la mine d'antimoine de Goesdorf et la mine de plomb de Chifontaine, dont le siège d'exploitation était situé en Belgique, mais dont la concession est en partie sur le territoire luxembourgeois.

Le plissement hercynien, à la fin du Carbonifère inférieur, rejetait la mer en dehors de l'emplacement de l'Ardenne, y compris le pays de Luxembourg, et mettait fin à la sédimentation. Le Houiller productif n'a pas été déposé dans ces régions. Comme déjà le Dévonien repose en discordance sur un socle de sédiments cambro-siluriens, plissés à l'aurore du Dévonien par l'orogénèse calédonienne, la région ardennaise a été affectée par deux plissements superposés, dont le dernier venu, le plissement hercynien, a dû s'adapter aux contraintes exercées par le socle calédonien déjà consolidé.

Le plissement hercynien a engendré plusieurs unités tectoniques de premier ordre, dont trois traversent l'Oesling en direction SW-NE. Ce sont, du S au N: l'anticlinal de Givonne, le synclinal de l'Eifel et l'anticlinal de Bastogne.

Sur le trajet d'une chaîne plissée, l'axe des plis, qui correspond à la direction de la chaîne, ne reste pas toujours dans le même niveau, mais subit des ensemlements et des relèvements. Dans l'emplacement des ensemlements peuvent s'établir des ennoyages qui ont donc une direction plus ou moins perpendiculaire à celle des plis. Ce sont les dépressions transversales.

D'autre part, par l'effet de l'acte plicatoire, des parties du socle consolidé peuvent être encastrées dans les plis naissants et créer, dans les sédiments neufs, des éléments hétérogènes qui, dans le processus de dislocation, subséquent au plissement, se présenteront comme des lignes faibles, sur lesquelles s'amorceront, plus tard, des affaissements de même direction que les plis. Ainsi naissent les dépressions longitudinales. Ces dépressions longitudinales et transversales sont les chemins d'accès des transgressions marines qui recouvriront plus tard le substratum plissé et érodé en pénéplaine.

La dépression eifélienne forme la dépression transversale principale de la chaîne plissée hercynienne. Elle occupe une zone en direction presque méridienne entre l'Ardenne et le Massif Rhénan et passe par l'Eifel, le pays de Luxembourg et la Lorraine. Elle avait été esquissée dès l'orogénèse calédonienne et a donné lieu, dans notre pays à des transgressions marines, dès le début du triasique. Elle donne la clef de la géologie du pays. (Voir la planche page 3)

Les grandes unités tectoniques hercyniennes de l'Oesling sont caractérisées par un ennoyage prononcé du plan axial vers l'Est, en corrélation avec la formation de la dépression transversale eifélienne. On constate des inclinaisons jusqu'à 20° mais le pendage est loin d'être régulier. Il existe aussi des contre-pentes, ce qui donne lieu à des ondulations transversales. Les flancs des grandes unités tectoniques sont compliqués par des plis secondaires.

Les plissements sont traversés par de larges surfaces disjointives, qui sont des failles longitudinales, apparentées aux charriages cisailants, comme la faille d'Herbeumont, qui s'amorce à l'Est de la vallée de la Meuse, dans l'anticlinal de Givonne et atteint, après un parcours W-E de 80 km, notre pays, à Martelange, où elle se ramifie en plusieurs branches, charriant du Siegénien moyen sur le Siegénien supérieur. Sur le bord nord du bassin de Wiltz (nom local pour le synclinal de l'Eifel), il existe, sur une longueur de 7,5 km, une faille longitudinale du même genre, qui transporte l'Emsien supérieur sur l'Emsien inférieur.

Le lever détaillé de l'Oesling, exécuté de 1944 à 1948, a permis de constater une allure diversifiée des plis, qui soulève des problèmes concernant l'allure générale tectonique de l'Ardenne.

Ainsi, dans la partie de l'anticlinal de Givonne, située entre la frontière belge et la vallée de la Sûre, de Martelange jusqu'à Erpeldange, on constate des plis isoclinaux inclinés vers le S; se sont des plis déversés vers le N. Dans la partie située entre la Sûre et l'Our, on trouve la même roche mise en plis isoclinaux déversés vers le S, donc inclinés

vers le N. Cette diversité de pendage ne peut s'expliquer que par le comportement différent des avant-pays à l'Ouest et à l'Est de la vallée de la Sûre.

Dans la partie occidentale de l'anticlinal de Givonne, au N de la vallée de la Sûre, on constate des plis droits qui se sont formés au N d'une masse de grès quartzeux du Siegénien moyen, donc pour ainsi dire à l'abri d'un excès de poussée venant du Sud. Mais, en avançant vers l'Est, on constate des plis isoclinaux, occupant toute l'étendue de l'anticlinal entre la Sûre et l'Our. A cause de l'ennoyage vers l'Est, les grès quartzeux sont situés ici à une profondeur telle, qu'ils n'opposaient plus d'obstacle à la poussée venant du S.

Le Bassin de Wiltz, nom local du synclinal de l'Eifel, encastré entre les noyaux rigides de l'anticlinal de Givonne et de celui de Bastogne, est très rétréci à l'Ouest, pour s'élargir vers l'Est, au fur et à mesure que les avant-pays s'envoient dans cette même direction. Aussi, à l'Ouest, les plis sont-ils étroits, raides sur les flancs du Bassin, dressés jusqu'à la verticale à l'intérieur, tandis qu'à l'Est, à partir de la vallée de la Clerve, le pendage est plus modéré. L'élargissement est plus prononcé sur le flanc nord, ce qui est la suite d'un ennoyage plus accéléré de l'anticlinal de Bastogne. La ligne axiale du Bassin est ondulée et marque plusieurs ennoyages et surélévations transversaux.

La structure est compliquée par des décrochements horizontaux, plus fréquents à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui est encore une suite de l'ennoyage de l'avant-pays vers l'Est. Par contre, on constate, au bord N de la partie Ouest, un charriage longitudinal de 7,5 km de longueur, qui a sa cause dans la résistance plus prononcée de l'avant-pays N.

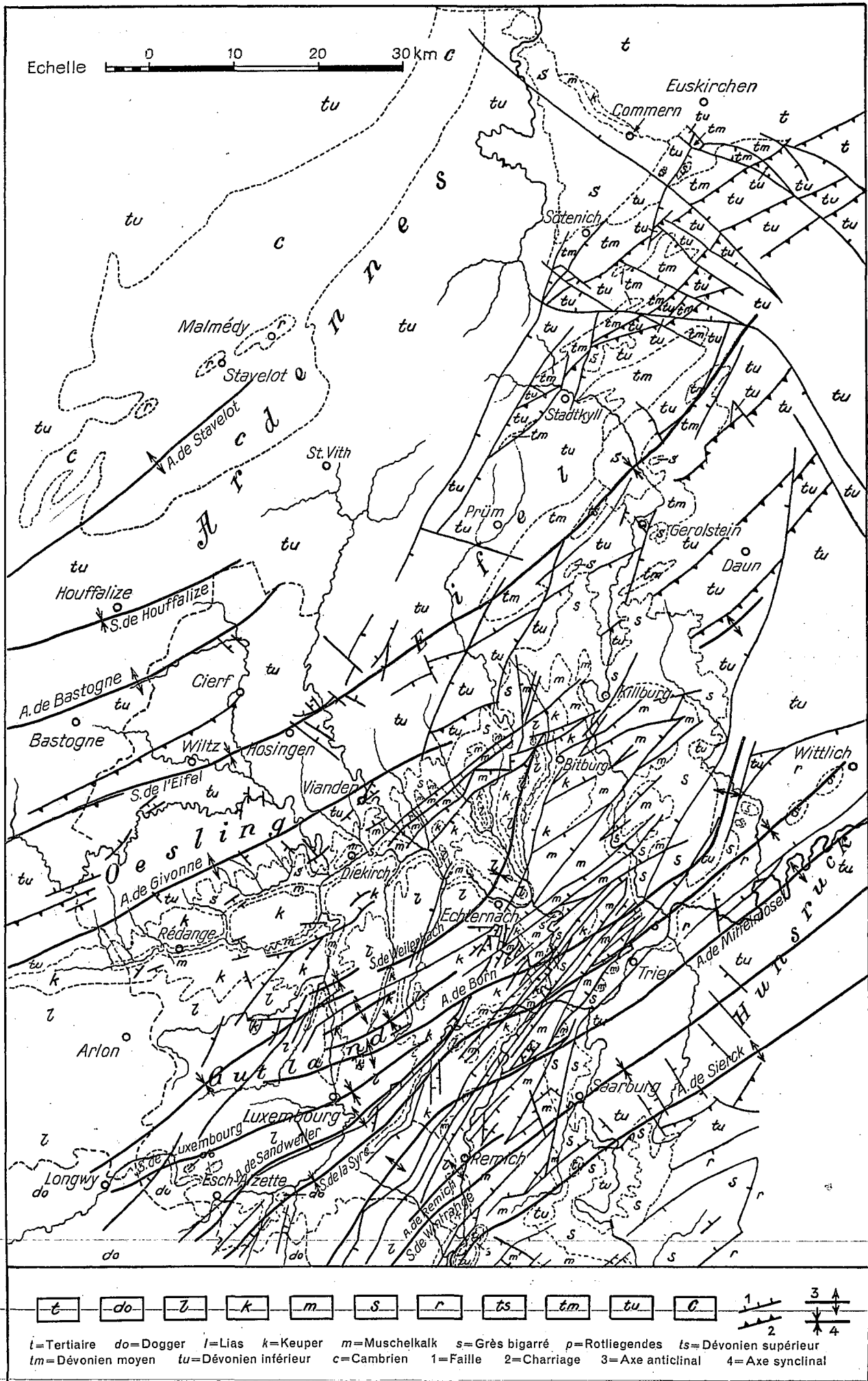
Alors que l'anticlinal de Givonne présente une allure tectonique isoclinale, on rencontre dans l'anticlinal de Bastogne, du même caractère lithologique, des plis symétriques. Cette diversité ne peut être due qu'au comportement du substratum cambrien. Les plis montrent, par régions, des angles d'incidence variables. La répartition et l'étendue de ces zones sont fonction de l'ennoyage variable de l'anticlinal. Cet ennoyage, à son tour, est déjà déterminé par l'allure du socle cambrien et en relation avec la première ébauche de la dépression transversale eifélienne.

Mentionnons encore, dans cette région, un changement dans la direction des plis, qui est ENE, à l'Ouest, et NE, voire NNE, à l'Est, ce qui est en rapport avec le comportement du Massif cambrien de Stavelot, dont le contour méridional change assez brusquement de ENE vers NNE.

La période continentale post-hercynienne

L'érosion intensifiée, consécutive à une surélévation accentuée, a transformé, dans la période continentale post-hercynienne, la chaîne plissée hercynienne en une pénéplaine, où il n'y existait plus d'autre relief que les faibles saillies correspondant à des différences de dureté des roches. Cette pénéplaine a été, dans la suite, ensevelie sous les sédiments secondaires et tertiaires, puis exhumée, dans l'Oesling, l'Ardenne et le Massif Rhénan, par l'érosion rajeunie consécutive à une surélévation de ces régions à la fin du Tertiaire. C'est dans cette pénéplaine exhumée que les rivières d'aujourd'hui ont taillé leurs profondes vallées. Dans le Gutland, en Lorraine, dans le Bassin de Paris, la pénéplaine existe encore sous la couverture secondaire et tertiaire, telle qu'elle a été façonnée par l'érosion post-hercynienne; mais elle a été affectée par les ondulations et les fractures causées par les mouvements orogéniques du Secondaire et du Tertiaire.

Au fur et à mesure que le relief des plissements hercyniens s'émuoussait, les rivières, à défaut de pentes, laissaient le détritit en place. Celui-ci remplissait les inégalités de la surface de sorte que la pénéplaine s'enfouissait sous ses propres débris. Sous un climat chaud et humide, ces débris se couvraient d'une patine rouge-brun d'oxyde de fer et, à cause de cette coloration vive, ces dépôts portent le nom de «Rotliegendes». Dans le temps, cette période continentale correspond au Permien. Comme le Grès bigarré de notre pays est formé d'éléments remaniés du Rotliegendes, celui-ci a dû exister aussi chez nous, mais il a été abrasé en bonne partie par la mer triasique, transgressant sur la pénéplaine. On pouvait cependant supposer l'existence de restes de cette formation sous la couverture secondaire. Effectivement, à l'occasion de la réfection du forage Kind, à Mondorf-les-Bains (1946—1947), j'ai pu constater, par



Esquisse tectonique de l'envoyage transversal de l'Eifel et du Luxembourg. Echelle 1 : 600 000

de beaux échantillons carottés, que le Permien y existe en discordance sur le Dévonien, entre 692 et 699,60 m de profondeur, à partir de l'altitude de 194,4.

La couverture mésozoïque du Luxembourg

Le Triasique

Au Permien, une aire d'envoyage s'était formée sur les plis érodés de la chaîne hercynienne. Au Permien moyen et supérieur, la mer pénétrait dans cette dépression, recouvrant l'Allemagne du Nord, la Campine et les Pays-Bas; l'Ardenne et le Massif Rhénan restaient encore exondés. Entre le Massif Rhénan et le Massif de Bohême, il s'était formé aussi une dépression transversale, la dépression germanique, qui était le pendant de la dépression eifélienne et de son prolongement lorrain. La mer du Zechstein (Permien supérieur) avançait de l'Allemagne du Nord par la dépression germanique vers le Sud, jusque dans le Palatinat, mais elle n'avait pas encore accès à la dépression eifelo-lorraine.

Au Trias, la mer persistait dans la dépression située au Nord de l'Ardenne et du Massif Rhénan. Par la dépression germanique, elle avançait dans l'Allemagne du Sud, et recouvrait, en transgressant vers l'Ouest, le socle hercynien de la Forêt Noire et des Vosges. Elle pénétrait dans la dépression lorraine et son prolongement méridional, la dépression du Rhône. En même temps, elle avançait de la dépression de l'Allemagne du Nord dans la dépression eifélienne, où elle rencontrait, dans l'Eifel, le bras de la mer s'avancant de la dépression lorraine. Elle recouvrait le Luxembourg vers l'époque du Grès vosgien.

Les bords de la dépression eifélienne avaient une orientation générale suivant le méridien et la mer transgressait, dans la suite, vers l'Ouest et l'Est, de sorte que les dépôts successifs empiètent sur la terre ferme, l'Ardenne, à l'Ouest et le Massif Rhénan, à l'Est. Cette direction originelle suivant le méridien, qui implique l'extension du Trias sur l'Oesling et l'Ardenne orientale, le Hunsrück et l'Eifel, paraît être en contradiction avec l'extension actuelle du Triasique et du Jurassique, qui montrent une disposition en zones concentriques et regressives vers l'intérieur du Bassin de Paris. Mais la disposition actuelle est la conséquence d'un mouvement différentiel du sol vers la fin du Pliocène, qui provoquait une érosion plus accentuée dans l'Oesling, surélevé par rapport au Gutland, de sorte que la limite actuelle n'est pas une limite de rivage, mais une limite d'érosion. Aussi, une coupe du Trias dirigée W - E, donc perpendiculairement à l'axe de la dépression eifélienne, orientée N - S, donne-t-elle, dans sa partie occidentale, un facies littoral avec transgressions successives vers l'Ouest et, dans la partie orientale, un facies normal comme dans la région de la Moselle.

Au Trias, le Bassin de Paris n'existait pas encore; cette région constituait une partie du Continent français et formait la continuation des plis hercyniens vers le S.

Le Grès bigarré repose en discordance angulaire sur les plis érodés du Dévonien et commence par un conglomérat de base, provenant de la destruction de roches dévoniennes. Ce conglomérat n'est pas l'indice de l'emplacement de lignes de rivages, mais d'une transgression marine sur une région exondée. Aussi, ce cailloutis se trouve-t-il à la base de toute formation triasique ou jurassique en transgression sur le substratum dévonien.

Aux temps de la sédimentation triasique, les transgressions, de même que la subsidence de la cuvette eifélienne, se faisaient par saccades et alternaient avec des relèvements relatifs du fond, de sorte que les dépôts des trois étages du Trias présentent une disposition en cycle de sédimentation, en relation étroite avec des mouvements épirogéniques du sol. Le cycle commence avec les dépôts lagunaires et continentaux du Grès bigarré, formé d'éléments remaniés de dépôts continentaux permien dans une dépression à fond très plat.

Le Grès bigarré comprend, dans notre pays, à la base, le Grès des Vosges, qui n'affleure pas, mais a été rencontré dans deux forages à Mondorf-les-Bains, avec une puissance de 140 m. Il est recouvert par les « Couches de transition » (Zwischenschichten), en transgression sur le Grès des Vosges, et renfermant, dans un grès rouge, des intercalations de dolomies, de marnes dolomitiques et de cailloutis. Vers le sommet, on rencontre un grès rouge, fin, formé dans un milieu désertique avec marais salants. C'est le « Grès à Voltzia », encore en transgression sur les « Couches de transition ».

L'âge du Muschelkalk s'ouvre par une subsidence et une immersion de la dépression eifélienne, accompagnée d'une transgression appréciable vers l'Ouest. La sédimentation débute avec le dépôt d'un grès grisâtre, le Grès coquillier, qui renferme une faune franchement marine. C'est le représentant gréseux du « Wellenkalk ».

La subsidence est de nouveau remplacée par un régime lagunaire. Il se formait le Groupe de l'anhydrite, constitué par des marnes bariolées à pseudomorphoses de sel et renfermant, au sommet, des lentilles exploitables de gypse.

Le régime lagunaire cesse brusquement; la mer, en retrait sur les étages inférieurs du Muschelkalk, subit une subsidence si énergique quelle entre en communication avec l'océan. A cette phase de profondeur maximum de la mer triasique correspond l'étage du « Hauptmuschelkalk », constitué par des calcaires dolomitiques qui renferment, dans leur partie inférieure, des articles d'encrines et, plus haut, de rarissimes exemplaires de *Ceratites nodosus*.

Entre le Hauptmuschelkalk et le Keuper s'intercalent des couches de transition, désignées du nom de « Couches à *Myophoria Goldfussi* ». A cette époque, le rétrécissement de la mer, constaté déjà dans le Hauptmuschelkalk, persiste, mais la profondeur change par saccades dans un sens positif ou négatif et on constate même des épisodes d'émersion locale, de sorte que les dolomies alternent avec des marnes et des grès, tandis que la faune rappelle les formes du Hauptmuschelkalk.

Le Keuper comprend des dépôts continentaux et lagunaires, formés dans une mer en transgression, mais peu profonde et dont le fond peut même subir des émergences partielles, comme celui de la mer du Grès bigarré. Le Keuper renferme, dans sa partie inférieure, des marnes bariolées avec pseudomorphoses de sel gemme et gypse; c'est le Keuper à pseudomorphoses. Dans la partie moyenne on rencontre une formation gréseuse, franchement continentale, avec des empreintes de plantes, le Grès à roseaux. Celui-ci est recouvert par les Marnes rouges gypsifères, suivies de marnes bariolées avec des entrecouches de marnolithes durs formant le Keuper à marnolithes, sans pseudomorphoses de sel, mais avec des gisements exploitables de gypse.

Dans la partie du Gutland, comprenant l'ancienne région de rivage de la dépression eifélienne, entre la vallée de l'Attert et le bord de l'Oesling, le facies normal du Trias, tel qu'il existe dans la région mosellane et celle de la Basse-Sûre, change complètement. Le Hauptmuschelkalk y est formé par une dolomie gréseuse rouge, d'une puissance très réduite, et les autres dépôts du triasique, sauf le Keuper à marnolithes, présentent les caractères de formations littorales, gréseuses ou conglomératiques. Par suite de la désagrégation, les galets siliceux de ces dépôts s'accumulaient, après élimination des éléments moins résistants, et s'ajoutaient au conglomérat de base et aux dépôts de cailloutis des eaux courantes, de sorte que la distinction des différentes assises du triasique à facies littoral et leur identification avec les assises correspondantes du facies normal sont assez délicates.

Le sommet du Keuper est formé par l'étage rhétien, représenté, de bas en haut, par des marnes noires feuilletées, des grès siliceux friables, renfermant une ou plusieurs minces entre-couches de galets, et des argiles rouge-foncé. Cette argile est une formation continentale; le grès renferme une faune marine cosmopolite (*Avicula contorta*), tandis que les marnes feuilletées sont un dépôt lagunaire.

Ces brusques changements de facies sont l'indice de mouvements tectoniques qui se manifestent par des émergences et des traces d'érosion et de remaniement local.

D'autre part, le Rhétien marque le point culminant de la transgression triasique. La mer, en suivant des dépressions longitudinales, avançait, le long du bord méridional de l'Ardenne, jusqu'à Jamoigne (vallée de la Semois), et la ligne de rivage triasique, d'une direction N - S si caractéristique, passait à la direction SW - NE ou direction varisque, qui perdure dans l'époque jurassique. La transgression rhétienne marquait dans notre pays, comme dans l'Europe occidentale en général, le début de la grande transgression liasique, pendant laquelle la mer prenait possession d'une aire d'envoyage occupant l'emplacement du Continent français. Ainsi se formait, dès le début du Liasique, le Bassin de Paris. A cette époque, la dépression eifélienne existait encore, car en bordure nord

du Massif ardennais on constate des dépôts liasiques du même faciès qu'au bord sud du Massif ardennais, resté continental dans le Lias inférieur. La dépression lorraine servait d'intermédiaire pour les communications avec les mers jurassiques du Bassin de Paris et de l'aire d'ennoyage de l'Allemagne du Sud.

Le Lias

Les sédiments liasiques tranchent nettement sur les formations du Trias par leurs marnes et calcaires de couleur sombre et par l'abondance remarquable de la faune, caractérisée surtout par l'épanouissement des Ammonites.

Dans cette frappante uniformité lithologique de l'Europe occidentale, apparaît, dans le Luxembourg grand-ducal et belge, à partir du sommet des couches à *Psiloceras planorbis*, un puissant sédiment arénacé, le Grès de Luxembourg, qui renferme la nappe d'eau souterraine la plus importante du pays et détermine l'aspect si typique des paysages du Gutland. Ce grès remplace, entre Hettange, au SE, et Arlon, au NW, une partie des marnes et calcaires foncés du Hettangien supérieur (Zone à *Schlotheimia angulata*) et une partie du Sinémurien supérieur (Zone à *Arietites Bucklandi*). A l'Ouest d'Arlon, tout le Sinémurien inférieur est formé par ce grès. Celui-ci chevauche donc, de l'Est à l'Ouest, sur trois zones paléontologiques, mais en recoupant, de E vers W, des zones de plus en plus jeunes. Il forme une vaste lentille gréseuse, intercalée dans le faciès normal du Lias inférieur et disposée suivant un plan faiblement incliné vers l'Est.

Cette masse de grès n'est qu'un incident local à la périphérie de la grande transgression au début du Jurassique. Elle est à considérer comme le produit du jeu des courants littoraux, répartissant, en traînées parallèles au rivage, des sables arrivés dans la mer, plutôt que comme un dépôt du voisinage immédiat de la terre ferme.

Après l'intercalation de ce faciès gréseux, l'alternance de marnes et de calcaires foncés, qui d'ailleurs n'a jamais été interrompue dans la partie SE du pays, se poursuit par tous les horizons supérieurs du Lias. Ce n'est qu'en approchant de la frontière ouest que le faciès normal s'atténue peu à peu et que le faciès calcaro-gréseux devient prépondérant, indice d'une allure transgressive sur l'aire de la zone plissée de l'Ardenne. Cependant la faune caractéristique persiste.

Ainsi, le Sinémurien inférieur est représenté, dans notre pays, par une suite de 6 à 10 m de marnes sombres avec plusieurs bancs de calcaire de même couleur, désignée du nom de «Marnes de Strassen». Ce faciès normal passe, à l'Ouest d'Arlon, dans un faciès gréseux, le «Grès de Florenville et d'Orval». Le Sinémurien supérieur (Lotharingien) comprend une suite uniforme de 40 m de marnes grises, pauvres en fossiles (Fossilarme Tone), qui passe, vers le sommet, dans une alternance de marnes et de bancs de calcaire renfermant les Ammonites caractéristiques du Lotharingien (Zones à *Aegoceras Dudressieri* et à *Arietites raricostatum*). Vers l'Ouest, dans le Luxembourg belge, les marnes passent dans le «Grès de Virton».

Le Pliensbachien est représenté, à la base, par des marnes verdâtres, surmontées d'un mince banc de calcaire renfermant la forme caractéristique de *Deroceras Davoei*. Vers la frontière belge, le faciès devient marno-gréseux et le Pliensbachien est représenté par les «Schistes d'Ethé».

Le Domérien comprend, en bas, les Couches à *Amaltheus margaritatus*, en haut, les Couches à *Amaltheus spinatus*. L'assise inférieure est formée par une soixantaine de m de marnes grises avec des ovoïdes ferrugineux et renfermant, vers le sommet, un calcaire à lumachelle avec l'ammonite *Amaltheus margaritatus*. L'assise supérieure est constituée par le même faciès, mais avec *Amaltheus spinatus*. Au sommet, se rencontrent des nodules phosphatés, indice du début d'une régression de la mer.

Dans la partie Ouest du pays, les marnes passent à des grès et à une roche grésocalcaireuse, désignée du nom de magigno. Le grès se charge localement d'un minerai de fer pauvre. Dans ces régions, l'assise inférieure est représentée par le «Magigno de Messancy» et la partie supérieure, par le «Grès de Dippach» ou le «Magigno d'Aubange».

La partie inférieure du Toarcien est formée par du schiste foncé, le «Schiste à Posidonies», renfermant, vers la base, sur une hauteur d'une dizaine de m, des matières bitumineuses (Schiste bitumineux), tandis que, plus haut, s'intercalent de gros nodules calcaires («pains pétrifiés») avec

l'ammonite *Hildoceras bifrons*. Un horizon de marne plus claire, avec *Coeloceras crassum*, marque la limite vers le Toarcien supérieur, qui comprend des marnes gris-foncé, rubanées et surmontées d'un grès jaunâtre, friable, renfermant, vers le sommet, de gros nodules d'un calcaire bleuâtre. C'est l'étage à *Harpoceras striatulum*. Le Toarcien se termine par des marnes schisteuses, foncées, désignées, d'après l'ammonite caractéristique, du nom de «Couches à *Harpoceras fallaciosum*». Le Toarcien est représenté dans le Luxembourg belge, dans sa partie inférieure, par des schistes, en partie bitumineux, mais passant à des schistes gréseux stériles. Ce sont les Schistes de Grandcour. La partie supérieure comprend des marnes gréseuses, désignées du nom de «Marnes de Grandcour».

Dans le Lias inférieur et moyen, la mer est en transgression sur le Massif ardennais. Ainsi, à la fin du Hettangien, elle a transgressé jusqu'à Charleville et le Domérien, qui marque le maximum de la transgression, se rencontre encore à Hirson, mais son faciès est calcaireux. Il n'y a pas d'indice d'un littoral et on peut admettre que la mer avait dépassé la ligne culminante du Massif ardennais.

Au Toarcien, la mer est de nouveau en retrait. Le Toarcien inférieur ne dépasse déjà plus, vers l'Ouest, les limites du Hettangien et les Couches à *Coeloceras crassum* marquent une régression générale de la mer vers notre territoire. Enfin, vers la fin du Toarcien, se préparait un changement dans les communications, qui s'ouvrent largement vers le Bassin de Paris et vers l'Angleterre, tandis qu'elles se rétrécissent du côté de l'Alsace et de l'Allemagne du Sud. Ce changement marque le début du Dogger.

Le «Dogger ferrugineux» et le bassin minier luxembourgeois

Le Dogger est caractérisé, dans le Luxembourg et dans la partie avoisinante de la Lorraine, par un changement brusque du relief, de la couleur, de la composition minéralogique et de la faune. Il renferme, dans ces régions, dans son étage inférieur, l'Aalénien, les dépôts de minerai de fer oolithique ou de minette tout court.

La minette est répartie, dans le Luxembourg, en deux bassins, ceux d'Esch et de Differdange, séparés par la faille d'Audun-le-Tiche, qui forme une limite naturelle dont l'influence se manifeste jusque dans la sédimentation des dépôts ferrifères. La tectonique comprend encore la «faille médiane» et plusieurs synclinaux et anticlinaux nettement dessinés, de direction SW-NE. Non seulement la structure tectonique est parallèle à cette direction, mais aussi la richesse des couches de minerai et leur composition chimique favorable perdurent plus longtemps dans cette direction privilégiée que dans toute autre.

La formation ferrifère comprend deux faisceaux de couches de minerai, le faisceau siliceux, dans l'Aalénien inférieur, et le faisceau calcaireux, dans l'Aalénien supérieur, les deux bien distincts par leurs aspects géologique, paléontologique et tectonique.

Le faisceau siliceux comprend quatre couches de minerai de fer siliceux, bien développées dans le Bassin de Differdange et dans la partie occidentale du Bassin d'Esch, mais faisant défaut dans la partie orientale.

L'Aalénien inférieur est caractérisé par l'éclosion soudaine d'ammonites du genre *Dumortieria*, très répandu, également dans cet étage, dans le Bassin de Paris, le Bassin du Rhône, en Angleterre et dans l'Allemagne du Nord, mais très rare en Alsace et en Souabe, où il se présente aussi avec d'autres espèces. Dès le début du Dogger, un bas-fond de sable et de grès s'était formé entre les Vosges et le Pfälzer Bergland, gênant la communication de la Lorraine et du Luxembourg avec l'Allemagne du Sud, tandis qu'il y avait libre échange avec l'Europe occidentale.

Avec l'Aalénien supérieur, une brusque dissymétrie se manifeste dans le développement des couches de minerai de fer du faisceau calcaire. Dans le Bassin d'Esch, ce faisceau se présente avec une belle ampleur et comprend quatre couches principales et trois ou quatre couches secondaires de minerai. Dans le Bassin de Differdange, il ne comprend que deux couches de peu d'importance. Cette différence dans le développement se constate nettement de part et d'autre de la faille d'Audun.

Comme il existe une relation étroite entre les caractères des couches de minerai de fer (épaisseur, richesse, caractère chimique) et la topographie du fond de la mer aalénienne, on

doit admettre que les conditions tectoniques ne différaient guère dans les deux bassins pendant l'Aalénien inférieur. Mais comme le faisceau calcaire diffère de part et d'autre de la faille d'Audun-le-Tiche, il faut supposer l'existence d'un obstacle, sous forme d'un bas-fond, dans la région de cette faille, au moment de la formation du faisceau calcaire. Sur l'emplacement de cet obstacle se formait plus tard la faille. Celle-ci, comme telle, n'est pour rien dans la différenciation des deux bassins pendant l'Aalénien supérieur, mais elle marque l'emplacement d'une rupture dans les conditions de dépôt des deux bassins, causée par un changement dans le relief du fond.

Les couches de minerai de fer exploitables alternent avec des couches de grès marneux (faisceau siliceux) ou de calcaire (faisceau calcaire), qui renferment aussi des oolithes de fer, mais en quantité non exploitable.

Une théorie de la genèse de la minette doit invoquer, pour l'origine du fer, la destruction, sous des conditions climatologiques, tectoniques et topographiques spéciales, de la terre ferme avoisinant la mer aalénienne lorraine. Celle-ci était entourée des massifs émergés de l'Ardenne et du Hunsrück. La régression du Dogger inférieur avait exondé de larges parties de terre ferme, recouvertes par des dépôts liasiques et triasiques, riches en fer. Sous un climat chaud et humide, la terre ferme était désagrégée et le fer en dissolution arrivait dans la mer, où il se précipitait sous forme d'oolithes, qui étaient ensuite entraînés et répartis par les courants, dont le parcours était déterminé par le relief du fond de la mer. Comme ce relief est en relation génétique avec la tectonique, c'était celle-ci, en dernier lieu, qui déterminait la répartition des apports ferrugineux venus de la terre ferme avoisinante.

La formation ferrugineuse se termine par une surface d'émersion, taradée et recouverte de galets de grès calcaire autochtones. La transgression reprend avec un banc de passage, la «Couche à *Harpoceras concavum*». Mais le changement devient décisif avec le dépôt des Marnes micacées, qui forment le toit imperméable de la formation ferrifère et qui rangent, par la présence de *Sonninia Sowerbyi*, dans le Bajocien. Ces marnes sont recouvertes par des calcaires jaunâtres, alternant avec des marnes grises; puis, celles-ci disparaissent et l'assise se termine par des calcaires jaunâtres, d'une puissance de 10 m, les Calcaires d'Ottange. Après, vient une suite de 40 m d'un calcaire gréseux, bleuâtre, bien lité, le Calcaire de Haut-Pont (Hohebrückner Kalk), qui représente la zone à *Sphaeroceras polyschides* et à *Emileia Sauzei*, et se termine par une surface d'émersion. Celle-ci est surmontée d'un massif de calcaire blanc, détritogène, désigné du nom de Calcaire d'Audun (Other Kalkstein) et par des calcaires coralligènes, les Calcaires à poly-piers. Les facies détritogènes et coralligènes varient brusquement et se remplacent mutuellement. Ils représentent les zones de *Cadomites Humphriesi* et *Cad. Blagdeni*.

Les sédiments marins de notre pays finissent aujourd'hui avec les calcaires précités d'âge bajocien. Mais, à l'origine, la série jurassique avait été déposée au complet et la grande transgression du Jurassique supérieur recouvrait notre pays et le Massif Ardennais en entier. A la fin du Jurassique, la mer est en régression et, durant le Crétacé inférieur, l'Ardenne et notre pays, ainsi que la Lorraine, passent par une période continentale. Mais la grande transgression sénonienne empiète de nouveau sur l'Ardenne et sur une partie, au moins, de notre pays. Cette transgression apporte la dernière sédimentation marine sur notre territoire.

La période continentale post-secondaire

Après le retrait de la mer, les couches du Secondaire étaient soumises à une désagrégation mécanique et à une décomposition chimique vigoureuses. Pendant l'Eocène, il se formait, sous un climat chaud et sec, aux dépens des calcaires affleurants, le minerai de fer pisolitique que nous rencontrons sur la surface et dans les crevasses du Calcaire à polypiers et dont se servait, jusqu'à la moitié du 19^e siècle, l'ancienne industrie sidérurgique lorraine.

Pendant le Miocène inférieur, sous un climat plus modéré et plus humide, il se formait, comme résidu des couches secondaires, une argile gréseuse, jaunâtre, recouvrant tout le pays et étant, par-dessus l'Eifel, en communication, avec la formation de lignite de la plaine du Bas-Rhin. Les eaux d'infiltration dissolvaient le fer et la silice, diffuses dans l'argile et les déposaient de nouveau sous forme de galets et de blocs de

quartzite, la «pierre de Stonne», et de grains et de nodules de minerai de fer phosphoreux, le minerai de fer des prés. Ce minerai de fer formait, depuis les temps reculés, la base de l'industrie sidérurgique du pays; il n'a été remplacé par la minette que vers 1860.

La tectonique du Secondaire du Gutland se manifeste sous forme de plissements à grand rayon de courbure et de fractures de direction SW - NE; elle est superposée à la tectonique hercynienne du socle dévonien. L'ennoyage de l'axe des plis est nettement vers le SW. Les principales unités tectoniques du Gutland sont, en allant du N au S, les suivantes:

1. Le synclinal de Weilerbach, qui occupe la partie centrale du Gutland. Il est la cause du prolongement du Grès de Luxembourg jusque dans la région de Bitbourg et se manifeste, dans le relief du Gutland, par un vaste plateau, constitué par l'affleurement de ce grès.

2. L'anticlinal de Born est marqué par l'apparition du Dévonien dans la vallée de la Kyll, à Cordel, par l'affleurement du Grès bigarré dans la vallée de la Basse-Sûre, et par l'émergence du Hauptmuschelkalk entre Born et Breinert. Vers l'Ouest, cet anticlinal se divise en plusieurs plis secondaires, produisant, entre autres, l'anticlinal de Blascheid, le synclinal de Luxembourg et l'anticlinal de Sandweiler, dont le flanc sud est cisailé par la faille d'Audun-le-Tiche.

3. Le synclinal de la Syre, marqué par l'apparition du Grès de Luxembourg dans les buttes-témoins du Kreckelsberg et du Widenberg, et se prolongeant, vers le SW, dans la cuvette de Rumelange du bassin minier.

4. L'anticlinal de la Moselle moyenne (Mittelmoselsattel), qui a provoqué le relèvement du Grès coquillier dans la vallée de la Moselle, entre Machtum et Ahn, et du Hauptmuschelkalk, à Gostingen et à Canach. Par une dépression faillée, le «fossé de Mondorf», cette voûte est séparée de l'anticlinal secondaire de Remich, marqué par l'affleurement du Hauptmuschelkalk.

5. Le synclinal de Wintrange, prolongé, vers le SW, par la «Cuvette de Thionville», jusque dans le bassin minier de l'Orne.

6. L'anticlinal de Sierck indique la limite septentrionale du Bassin de la Sarre. Il est le prolongement de l'anticlinal formant la bordure méridionale du Hunsrück et donne lieu à l'affleurement du Dévonien inférieur à Sierck et près de Schengen. Contre le Dévonien affleurent le Grès bigarré et le Grès coquillier. A l'Ouest de Schengen, la voûte s'ennoie rapidement le long d'une importante faille transversale, mais elle se manifeste encore dans la région de Briey.

A côté des plis il existe, dans le mésozoïque du Gutland, un réseau de failles très serré, en dépendance avec les plis, de sorte que plis et failles peuvent se remplacer mutuellement. Aussi, les failles principales ont-elles une direction SW - NE, en relation avec la direction des plis, ou une direction NNE - SSW, en relation avec la direction de la dépression eifélienne.

Le réseau hydrographique

Dès la fin du Crétacé supérieur, notre pays faisait partie d'une aire continentale et sur cette terre ferme s'est formé un réseau fluvial, dont il n'existe cependant plus de traces.

Il a été dit plus haut, qu'au Miocène inférieur, des dépôts argileux avec quartzites et grains de minerai de fer recouvraient le pays qui formait alors une terre basse, sans relief prononcé, avec des eaux stagnantes, les lacs et des cours d'eau divagants, qui avaient une direction générale vers le N. C'était la première esquisse du réseau hydrographique actuel. Comme il n'y a pas eu, sur notre territoire, de transgression marine entre l'Eogène et le Néogène, des parties du système fluvial de cette première époque ont passé dans le cycle fluvial néogène.

Jusque vers la fin du Pliocène, le massif rhéno-ardennais, aplani et sans relief, enseveli sous une couverture de terrains plus récents, ne se distinguait guère orographiquement de la plaine qui s'étend aujourd'hui en bordure de ce massif. La direction générale des cours d'eau, précurseurs du Rhin, de la Moselle, de la Meuse et de leurs tributaires, était vers le N, en conformité avec cette couverture, aujourd'hui disparue, et en relation avec la pente générale.

A la fin du Pliocène, le Massif rhéno-ardennais et son avant-pays méridional, comprenant le Gutland et la plaine

lorraine, ont subi un mouvement de surrection en bloc, accompagné d'un bombement surbaissé de direction SW-NE, avec un maximum d'effet dans la partie centrale (Haute-Fagne), alors que ce bombement s'ennoie vers les bords du massif. Cette surrection était un mouvement différentiel; l'avant-pays s'exhaussait plus lentement, de sorte que le Gutland et la Lorraine restèrent en arrière sur l'Oesling et représentent une dépression par rapport au massif rhéno-ardennais actuel.

Cette accélération différentielle se reflète dans l'évolution du système fluvial actuel. Sur la bordure Ouest et Est du massif, le relèvement a été assez lent pour que la Meuse et le Rhin aient eu le temps de s'approfondir dans le substratum sans que la surrection ait pu faire naître des contre-pentes et ces fleuves ont donc conservé leur direction originelle. La Moselle suivait d'abord la même direction; mais étant plus près du centre du bombement, elle a été déviée vers le NE.

Par contre, par le bombement vigoureux de la partie centrale, la direction du drainage de l'Oesling et de l'Éifel a été renversée et les cours d'eau de ces régions ont pris une direction vers le S, alors que les cours d'eau du Gutland ont gardé la direction originelle.

Le mouvement différentiel a eu pour effet un gauchissement du bord méridional de l'Oesling et du bord occidental du Hunsrück, ce qui a créé une dépression, structurale plutôt que topographique, dans laquelle sont logés les canaux collecteurs. La dépression marginale de l'Oesling recueille les eaux de l'Oesling et du Gutland, à l'exception de la Moselle qui coule dans la dépression marginale du Hunsrück.

Le réseau hydrographique actuel est, par conséquent, un héritage légué par une couverture aujourd'hui disparue et par des mouvements tectoniques différenciés.

D'après une conception de certains géographes, l'action des eaux courantes du Néogène aurait créé deux surfaces d'aplanissement. L'une, au niveau de 500 m, s'étendrait sur l'Oesling; elle présente des bosses et des seuils émoussés, formés par les roches plus résistantes. Dans le Gutland, on pourrait, par intégration des nombreux sommets dans un même plan, établir une autre surface d'aplanissement au niveau de 400 m. Ces deux surfaces ne se recouvreraient pas; elles s'emboîteraient l'une dans l'autre et celle du Gutland pénétrerait en digitations dans les vallées de l'Oesling. Elles seraient séparées l'une de l'autre par un talus d'une centaine de m de hauteur. Il s'agirait donc de deux surfaces indépendantes, et d'âges différents, correspondant à deux niveaux différents de la base d'érosion générale, qui est la mer. Une telle conception entraîne, comme postulat, des variations océaniques d'une remarquable ampleur, évoquant l'idée de mouvements eustatiques, autrefois fort en mode, mais abandonnée aujourd'hui.

Cette conception est, d'ailleurs, en désaccord avec les faits géologiques. En réalité, une unique surface d'aplanissement originellement horizontale, a été déformée par les mouvements différenciés du Pliocène. Pour cette raison, la surface d'aplanissement de l'Oesling se trouve aujourd'hui à un niveau supérieur par rapport à celle du Gutland. Mais ces deux surfaces passent l'une dans l'autre. Dans l'Oesling, cette surface correspond à l'ancienne pénéplaine post-hercynienne, débarassée de sa couverture de couches plus récentes par l'activité des eaux courantes et dans laquelle les jeunes rivières ont creusé leurs vallées récentes. Dans le Gutland, des restes de cette même surface s'étendent sur les crêtes et les mamelons découpés dans les formations secondaires, tandis que l'ancienne pénéplaine plonge, en bordure de l'Oesling, sous le secondaire, par l'effet d'une flexure très effacée.