LA NOTION DE PÉNÉPLAINE ET LE MODELÉ DU TERRAIN DE L'ARDENNE LUXEMBOURGEOISE (OESLING)

PAR

MICHEL LUCIUS

I. Notions générales.

John Playfair, avec James Hutton fondateur de la morphologie moderne, et un des précurseurs de la doctrine des «causes actuelles», cherchait à expliquer le modelé du relief continental non pas par des catastrophes violentes et momentanées, mais par l'intervention d'une dégradation lente et continue des saillies de la terre ferme par l'action de l'eau courante.

Plus tard, Charles Lyell, réagissant contre les exagérations du «catastrophisme», publia son livre: Principles of geology «being an inquiry how far the changes of earth surface are referable to causes now in operation» (1830 - 1832) qui fera de lui le chef de l'école de «l'actualisme», cherchant à démontrer que les mêmes causes opérant dans le présent, ont opéré dans le passé et opéreront dans l'avenir à la même allure, sous le même climat, pour créer et modifier le relief de la surface terrestre. Cette théorie se résume dans la célèbre formule: Le présent est la clef du passé.

Quoique la théorie de l'actualisme, qui opère avec des périodes infiniment longues et avec une cadence uniforme et invariable des forces en jeu, comporte de sérieuses restrictions, c'est d'elle que découle tout naturellement la conception du

cycle géomorphique, qui est d'une première importance pour la géomorphologie moderne.

L'action de dégradation du relief terrestre se fait par l'effet de la désagrégation de la roche par les agents météoriques et par l'érosion et le transport des eaux courantes jusque dans la mer. Cette activité, si elle dispose d'un temps suffisant, finira par reduire les plus puissantes chaînes de montagnes à une surface presque plane qui, d'après une conception de J. W. Powell, doit se situer en dernier lieu au niveau de la base des rivières qui est le niveau de la mer.

C'est W. M. Davis qui a systématisé toutes ces vues et qui a créé pour la forme ultime d'une surface réduite, par l'action de la dégradation et de l'érosion fluviale, au niveau de base des rivières le nom de pénéplaine. C'est lui aussi qui a conçu et développé l'idée du cycle d'érosion et en connection avec celle-ci la conception que dans le cours de la réduction d'une région surélevée au niveau d'une surface aplanie on peut distinguer différentes phases en relation génétique avec l'évolution du système hydrographique.

Il découle de ceci que le caractère distinctif d'une pénéplaine n'est pas l'aplanissement complet d'une surface, ce qui peut aussi être réalisé dans d'anciens fonds de lacs ou de mers émergés, mais c'est l'aplanissement effectué par l'activité des eaux courantes. La pénéplaine est l'œuvre de l'érosion subaérienne et fluviale.

À l'aplanissement par l'action des eaux courantes s'ajoute comme autre caractère distinctif de la pénéplaine l'indépendance complète de la surface terminale relativement à la structure géologique du terrain. De même, dans les grandes lignes, les vallées ne s'adaptent pas à la structure tectonique du sol, mais elles sont tracées sans aucun égard aux plissements.

Cette attribution d'une surface aplanie à la catégorie des pénéplaines deviendra certaine, si l'évolution géologique de la région permet d'exclure l'hypothèse d'arasement par l'action des vagues de la mer.

La pénéplaine est par conséquent l'œuvre finale de l'activité d'un cycle d'érosion des eaux courantes. Il en découle que le terrain tronqué par cette activité ne forme qu'une surface plane aux environs des embouchures des cours d'eau, mais que partout ailleurs, le niveau va s'élever peu à peu en cadence avec le profil terminal des rivières de sorte que «la pénéplaine a pour limite une surface engendrée par la combinaison de tous les profils d'équilibre des cours d'eau de la région aplanie». (De Lapparent, Leçons de géographie physique, 3e édition p. 154).

Il en résulte que la formation d'une pénéplaine, ce qui est désigné du terme de pénéplanation, a pour point de départ le niveau de base du réseau hydrographique d'une région et que toute la région drainée par ce réseau est arrivée à l'état de pénéplaine quand chaque profil du sol est un profil en équilibre, ce qui est réalisé quand l'équilibre est atteint entre la capacité de transport de l'eau courante et la quantité de matière érodée.

Comme les grands cours d'eau sont les agents de transport les plus efficaces pour enlever les produits de désagrégation des roches, la pénéplaine ne forme d'abord qu'une étroite bande le long de la vallée qui s'élargit peu à peu pour progresser jusqu'aux sources des rivières. Sur les versants des vallées le ruissellement des eaux sauvages produit une usure de la roche qui se poursuit jusqu'à ce que la pente est tellement faible que les eaux n'ont plus la force d'entraîner la matière en suspension. Mais comme la désagrégation mécanique et la décomposition chimique des roches continuent et que les eaux courantes n'ont plus la force d'enlever ces produits, la surface du sol se couvre d'un manteau de débris qui cache partout la roche saine. Dans les vallées larges et plates s'étendent de vastes plaines d'alluvions, tandis que les versants à peine marqués et les lignes de partage émoussées sont ensevelis sous des débris restés en place. Seulement les buttes-témoins (Härtlinge, monadnocks) constituées par des roches très résistantes, donnent par endroits un relief plus prononcé. L'évolution normale de l'activité d'érosion des eaux courantes tend donc à l'établissement d'un stade final qui est une surface réduite jusqu'au niveau d'une plaine à relief effacé, la pénéplaine.

Si la terre était une masse figée et inerte, l'activité des cours d'eau aurait depuis longtemps changé la surface terrestre dans une pénéplaine. Mais le relief continue à subsister et à se renouveler grâce aux déformations ininterrompues de l'écorce par des forces qui contrebalancent l'activité des agents d'érosion.

Ces forces sont, pour ainsi dire, des agents perturbateurs qui modifient l'évolution normale d'un cycle d'érosion. Dans le cas le plus fréquent ce sont les mouvements tectoniques qui interviennent.

A cause de ces phénomènes perturbateurs l'évolution de l'activité des rivières, qui va de pair avec l'évolution du relief de la terre ferme, est en réalité un phénomène très complexe.

Pour des raisons didactiques W. M. Davis a imaginé une méthode qui se base sur une évolution théorique, proche du cas le plus fréquent, le plus complet possible et qui ne tient pas compte de l'intervention de facteurs perturbateurs. Il choisit comme point de départ une rivière formée sur une région dont l'émersion s'est faite par un brusque mouvement du sol et il suppose que l'action de la rivière ne débute qu'après la fin de tout mouvement tectonique. De cette évolution théorique Davis déduit l'évolution réelle des rivières véritables et dans cette évolution il distingue des stades qu'on rencontre en réalité dans le développement des rivières. Enfin comme l'évolution de l'action de l'érosion se fait dans des conditions qui sont celles qui régissent l'évolution d'une rivière et qui peut être qualifiée de cycle d'érosion, il distingue dans ce cycle, comme pour les rivières, les stades de jeunesse, de maturité et de sénilité. Le stade final de ces cycles donne comme forme de relief la pénéplaine.

A l'origine, la rivière coule à la surface du fond émergé de la mer et modifié par les mouvements tectoniques qui ont provoqué l'émersion. La région, par hypothèse, fortement soulevée, donne à la rivière une forte pente et l'érosion verticale est prépondérante. Les cours d'eau au stade de jeunesse creusent rapidement des vallées étroites et profondes, tandis que

la surface primitive entre ces vallées ne subit qu'une usure insignifiante. La différence augmente donc entre les crêtes et les fonds des vallées étroites et au stade de jeunesse des rivières le relief est caractérisé par des formes contrastées et heurtées.

En s'enfonçant, les rivières rencontreront des roches de résistance inégale à l'érosion, ce qui amène une diversification dans le relief, parce que son évolution progresse plus rapidement dans le terrain tendre que dans la roche dure. On aura donc un relief diversifié par suite d'une érosion différentielle.

Tandis que sous l'action de l'érosion violente du stade de jeunesse les différences de résistance du terrain ne ressortent qu'imparfaitement, cette action est dans le stade de maturité plus nuancée et plus influencée par la résistance des diverses roches. Aussi dans le relief mûr, l'effet de l'érosion différentielle est-il nettement marqué par l'adaptation du relief à la structure du sous-sol.

Dans le stade de maturité, l'érosion verticale diminue progressivement et l'érosion latérale se développe de plus en plus, amenant peu à peu une notable diminution des pentes. Aussi, à partir de l'embouchure, le profil d'équilibre s'établit et une plaine alluviale s'y forme. Les formes heurtées de la surface sont remplacées par des formes arrondies.

L'érosion verticale est très réduite et sur les versants le «creep» c. à d. le glissement très lent sur des pentes même très faibles et le ruissellement n'arrivent plus à éliminer les débris, de sorte qu'un manteau continu de débris couvre les pentes et cache les aspérités du sol. Le paysage de collines arrondies, couvertes d'un manteau de débris continu caractérise le stade de maturité.

Tandis que le stade de jeunesse est caractérisé par un profil transversal des vallées en V, ce même profil à pris au stade de maturité la forme d'une auge évasée, dont le fond est occupé par une large plaine alluviale. Peu à peu les versants effacés s'intègrent dans cette vaste plaine et le profil d'équilibre des rivières s'étend jusque dans les affluents les plus modestes.

Aucun agent d'érosion n'exerce plus d'action notable, de sorte que l'usure du relief ne progresse qu'avec une extrême lenteur. Le paysage ne présente finalement qu'une surface à peine ondulée, aux pentes insensibles, sur laquelle les rivières tracent des méandres divagants. Dans ce relief effacé qui caractérise le stade de sénilité n'apparaissent dans une vaste plaine alluviale que les croupes surbaissées des monadnocks ou «Härtlinge». C'est cette surface presque plane, appelée pénéplaine, qui constitue la limite pratique du cycle d'érosion normale tel que le concevait W. M. Davis.

Cette conception met donc en corrélation les différents aspects du relief au cours de son évolution et le cycle d'érosion, évolution qui tend vers le relief final de la pénéplaine.

La conception est évidemment une simplification des phénomènes, basée sur une idée purement théorique. Elle suppose qu'un brusque et important mouvement du sol ait fait surgir la région du fond de la mer et que l'érosion n'ait débuté qu'après l'arrêt de ce mouvement. Ces mouvements sont supposés d'une courte durée par rapport au cycle d'érosion, de sorte qu'ils l'emportent suffisamment en rapidité sur l'érosion pour que l'effet accéléré de celle-ci pendant cette période de mouvement puisse en réalité être négligée. En somme la théorie de Davis envisage séparément dans le temps les mouvements du sol et les modifications d'érosion qui en découlent.

Mais malgré le décalage entre les complications des réalités et la méthode d'explication simplifiée de Davis, sa théorie donne les possibilités à expliquer ces phénomènes complexes d'une façon simple et logique. Aussi a-t-elle fait faire d'énormes progrès à la compréhension des formes du terrain.

Des phénomènes qui modifient l'évolution des rivières et par conséquent aussi l'évolution du relief, les mouvements du sol sont les plus fréquents et les plus efficaces. Les variations eustatiques du niveau de la mer et les changements du climat jouent plutôt un rôle secondaire ou même discuté.

Les mouvements tectoniques provoquent de larges ondulations ou des plissements serrés qui se décèlent par une déformation des couches.

Les mouvements eustatiques, dont l'existence même est encore discutée, sont supposés provoquer des déplacements de toute la masse des eaux de la mer ou des grands lacs dans le sens d'un exhaussement ou d'un abaissement du niveau de l'eau par rapport aux rivages, ce qui amènerait un abaissement ou un exhaussement relatif du relief des continents, mais naturellement dans le sens inverse du changement du niveau de l'eau.

On est d'accord que ces déplacements hypothétiques n'ont que fort peu d'influence sur le relief des continents et l'eustatisme est aujourd'hui à peu près abandonné comme facteur dans l'explication de l'évolution du relief de la terre ferme.

L'influence exercée par ces phénomènes sur l'évolution du relief se réduit en dernière analyse aux effets provoqués par une accélération ou un ralentissement de l'érosion verticale.

Ainsi, un mouvement de surrection de la région, un abaissement eustatique du niveau de la mer, un changement de climat augmentant le débit, amènent une accélération de l'érosion par l'effet d'une augmentation de la pente du profil et de la vitesse du courant et provoquent un rajeunissement des rivières ce qui fait retourner les rivières mûres ou séniles, en leur rendant une érosion verticale active, au stade de jeunesse. Ceci se traduit aussi par un rajeunissement du relief. C'est une espèce de recommencement du cycle d'érosion ou plutôt le déclenchement d'un second cycle.

L'effet en cas de changement de climat amenant une modification du débit est assez simple. On sait qu'une augmentation du débit accroît la capacité d'érosion d'une rivière et que l'érosion verticale est ainsi accélérée.

Par contre les mouvements tectoniques et eustatiques provoquent des phénomènes beaucoup plus complexes et qui touchent jusqu'aux problèmes de la géophysique.

L'érosion entre en action dès qu'une région, en voie de surrection, émerge de la mer et elle se poursuit en concurrence

avec le mouvement de soulèvement d'une zone plissée formant une chaîne de montagne. Au début, c'est ordinairement le mouvement ascensionnel du sol qui l'emporte sur l'action de dégradation de l'érosion. Mais il arrive un moment où les forces engendrant la surrection de la zone plissée sont équilibrées par la résistance de la roche à cause de la diminution de la plasticité, provoquée par la compression latérale. Maintenant la surrection s'arrête, l'érosion l'emporte et le relief décroît. Cependant du fait de la dégradation des montagnes par l'érosion et de l'accumulation de sédiments au pied de la chaîne érodée, l'équilibre sera détruit. Suivant le principe de l'isostasie qui implique des mouvements de la croûte en vue du rétablissement d'un équilibre dérangé, il y a tendance au soulèvement d'une région érodée et par conséquent déchargée, tandis que l'accumulation des sédiments dans la zone marginale et surchargée, avoisinant les montagnes érodées, provoque un mouvement d'affaisement. Ces mouvements sont accompagnés de déplacement des masses internes plus denses.

Il résulte de ceci que le relief cherche à se reconstituer par l'action des forces internes de l'écorce, antagonistes de l'action de l'érosion et cela jusqu'au moment où l'équilibre est atteint par la montée vers la surface des matières plus lourdes des grandes profondeurs. Quand cet équilibre est réalisé, l'érosion, qui n'a plus d'antagoniste, effacera peu à peu le relief qui sera réduit à une pénéplaine. La réalisation d'une pénéplaine prouve donc qu'une région a atteint un équilibre isostatique.

Une pénéplaine qui a été soumise à une surrection indique que cet équilibre a été de nouveau troublé par la remise en action des forces internes d'ordre tectonique.

Dans le cours d'une transgression, une pénéplaine peut être envahie par la mer et recouverte par des sédiments nouveaux. C'est une pénéplaine fossile. Si la transgression est rapide, la pénéplaine peut conserver toutes les inégalités que l'érosion continentale y avait laissées.

Quand une pénéplaine fossile émerge de la mer, un nouveau système hydrographique se forme sur la couverture de sédiments nouveaux et les rivières commencent à creuser leurs val-

lées conformément à la pente de la couverture. La couverture est érodée, puis les rivières entaillent le socle ancien sans s'adapter à une structure différente de celle sur laquelle le réseau hydrographique à pris naissance. C'est un réseau surimposé au sous-sol ou un réseau épigénique.

L'ancienne pénéplaine dégagée de ces sédiments de couverture par suite d'un rajeunissement de l'érosion est une pénéplaine exhumée.

Dans le relief de la pénéplaine exhumée la discordance de stratification entre la couverture et le socle peut donner naissance à une forme morphologique spéciale si la couverture se compose de couches subhorizontales ou faiblement inclinées tandis que le socle est constitué par des couches plissées. Dès le moment où la pénéplaine est exhumée à cause d'un mouvement de surrection, le socle plissé apparaît en forme de large dôme surbaissé au-dessous de la couverture qui encadre la partie exhumée.

Quand il y a de grandes différences de dureté entre le socle et la couverture et quand celle-ci comprend une alternance de bandes dures et tendres, il se crée ordinairement une dépression entre la surface exhumée de la pénéplaine et la première bande dure de la couverture, qui est souvent occupée par une rivière. C'est la dépression marginale ou périphérique.

On ne connaît guère de pénéplaine occupant encore son niveau initial qui approche du niveau de la mer, laquelle forme le niveau de base de toute action d'érosion. Si la Finlande méridionale se rapproche de ce niveau, il ne faut pas perdre de vue que cette région a subi une dégradation appréciable par l'action des glaciers qui ont modifié complètement le relief de la pénéplaine qui y existait avant les glaciations. Les pénéplaines telles qu'elles se présentent aujourd'hui ont subi des surrections en forme d'un large bombement surbaissé et des gauchissements et sont disséquées par des vallées profondes ce qui est le fait d'un rajeunissement du relief. C'est un nouveau cycle d'érosion qui s'est amorcé et dans la surface aux formes séniles et adoucies viennent se creuser des vallées profondes et aux formes abruptes.

Le nouveau cycle se traduit donc par une reprise d'érosion du réseau hydrographique préexistant et comme ce creusement est plus rapide à l'aval des cours d'eau où le débit est à son maximum, l'action érosive se propage de l'aval vers l'amont.

Le rajeunissement du relief peut se faire avant que le cycle d'érosion précédent soit arrivé à son stade ultime c. à d. avant que la pénéplaine soit achevée. Dans ce cas il est parfois difficile à séparer l'action relative à ces deux mouvements.

Dans le cas où le cycle d'érosion arrive au stade de sénilité et que la pénéplanation est terminée lorsque la reprise des mouvements tectoniques déclenche un rajeunissement du relief, on distinguera facilement les formes de l'ancienne pénéplaine au relief estompé du relief plus accusé, aux formes abruptes et aux vallées encaissées, créé par la reprise de l'érosion.

Tandis que le second (nouveau) cycle se développe d'après son évolution normale, le premier cycle (cycle précédent) poursuit son évolution propre (stade de sénilité). Mais cette évolution est nettement ralentie partout où la reprise d'érosion a provoqué l'approfondissement des vallées. Dans ces régions, en effet, les rivières érodent exclusivement au profit du nouveau (second) cycle, puisqu'elles coulent en contrebas de la surface aplanie du premier cycle. Ce relief créé par le premier cycle est encore toujours attaqué par les agents de désagrégation qui agissent à la surface aplanie et par les agents de transport, dont le principal est le ruissellement et qui exige l'existence d'une certaine pente. Mais ce premier cycle perd le bénéfice de l'érosion verticale et latérale des cours d'eau entrés dans le stade de rajeunissement et qui s'appliquent à l'approfondissement des vallées. Comme cette activité opère d'aval en amont c'est la partie inférieure des vallées du premier cycle qui est bientôt détruite par l'évolution du second cycle.

L'existence de deux cycles est marquée surtout par une rupture de pente d'autant plus nette que le relief du premier cycle est plus avancé dans son évolution vers la pénéplanation.

Le premier cycle est encore marqué dans la partie supérieure des cours d'eau qui divaguent dans de larges vallées à fond plat et aux versants insensibles qui se confondent avec la

surface mollement ondulée. Lorsqu'on suit ces larges vallées en aval, on s'aperçoit que la plaine alluviale disparaît, que le relief augmente, que les versants deviennent abrupts et que les vallées s'encaissent. Le passage à des formes de jeunesse est rapide et le premier cycle est effacé dans ces vallées par le second.

En poursuivant ces vallées en aval on constate, s'étageant aux versants, plusieurs terrasses, indiquant autant de reprises d'érosion des rivières correspondant à des mouvements du sol qui ont déclenché dans le relief autant de cycles d'érosion.

Ces terrasses correspondent à des rajeunissements récents; elles nous démontrent que le mouvement tectonique provoquant un stade de rajeunissement récent comprend une série d'oscillations de faible amplitude et se succédant à des intervalles assez rapprochés et de trop peu d'ampleur pour laisser une trace dans le relief en général de la surface pénéplanée.

Une pénéplaine comprend donc un assez grand nombre de cycles d'ordre mineur qui ne laissent de traces que dans les terrasses assez récentes.

Par le rajeunissement il y a juxtaposition de formes de relief d'âge différent et indiquant le développement de cycles successifs. Il en résulte un relief général correspondant à une ou plusieurs phases de rajeunissement à amplitude variable et qu'on désigne du nom de r e l i e f p o l y c y c l i q u e.

Les mouvements tectoniques provoquant un rajeunissement du relief d'une pénéplaine peuvent être d'une importance capitale dans l'évolution du réseau hydrographique. Une faible déformation de la surface peut suffire à bouleverser le tracé primitif d'un réseau sénile. Tandis qu'un fleuve au débit important a une capacité d'érosion suffisante pour approfondir son lit en concurrence avec le soulèvement du sol et maintenir son tracé primitif (antécédence), les cours d'eau mineurs sont coupés en deux sur la ligne axiale du bombement de sorte que l'un des tronçons continuera à suivre le tracé antérieur (cours d'eau décapité), l'autre, par contre, doit inverser le sens d'écoulement de ses eaux qui seront alors recueillies par un cours d'eau collecteur logé dans la dépression périphérique.

Ajoutons encore un mot sur une forme spéciale du relief d'une pénéplaine soulevée, le relief appalachien.

Le caractère distinctif de la pénéplaine est l'indépendance complète de la surface terminale relativement à la structure tectonique du terrain. Aussi les vallées, dans leur tracé principal, ne s'adaptent-elles pas à cette structure ; elles sont tracées sans égards aux plissements. Mais le soulèvement d'une pénéplaine déclenche une action renouvelée de l'érosion ; la surface terminale est entamée et la structure plissée peu à peu dégagée. Ce stade d'activité de l'érosion est très prononcé dans les Appalaches, région plissée et pénéplanée, puis soulevée et aujourd'hui fortement entamée par un rajeunissement de l'érosion. Comme cette région est constituée par des couches dures et tendres alternantes, l'érosion a fortement déblayé ces dernières, ressuscitant ainsi un relief assez prononcé pour évoquer les formes d'une région de montagnes. Pourtant ces montagnes ne résultent pas d'une attaque directe d'une zone plissée, mais de la destruction d'une pénéplaine déjà terminée, puis soulevée et qui avait déjà décapité antérieurement les rides plissées originelles. C'était donc un relief pénéplané qui, dans un second stade, a été dégagé par le rajeunissement de l'érosion de telle façon que la structure plissée se montre de nouveau. Il s'agit donc d'un relief creusé dans un bloc raboté par une pénéplanation antérieure et au dessous de cette surface nivelée; c'est pour ainsi dire, un relief en creux. Ce nouveau relief est désigné du nom de relief appalachien.

Ouvrages consultés pour la première partie :

O. D. von Engeln: Geomorphology, New York 1942.

P. Fourmarier : Principes de Géologie, Paris et Liège, 1944.

P. Macar: Principes de Géomorphologie normale, Liège 1946.

II.

II. Le modelé du terrain de l'Oesling.

Le pays de Luxembourg comprend, du point de vue morphologique, deux régions naturelles aux formes de relief contrastantes : l'Oesling qui constitue une partie intégrale de l'ancien massif plissé de l'Ardenne schisteuse et le Gutland qui forme une partie de l'enveloppe sédimentaire secondaire, failleuse ou légèrement inclinée, en bordure de cet ancien massif.

Le trait dominant du relief de l'Oesling est la ligne horizontale, barrant l'horizon de tout côté. La lourde masse de son plateau, voisin de l'altitude moyenne de 500 m, se juxtapose aux surfaces découpées du Gutland, s'alignant à une centaine de mètres plus bas.

Ces contrastes dans les caractères morphologiques et dans l'altitude de deux régions bien individualisées impliquent déjà l'existence d'une dépression périphérique, s'étendant au contact du soubassement primaire et des couches secondaires et dégageant nettement l'Oesling du Gutland.

L'Ardenne présente le relief typique d'une pénéplaine soulevée et déformée par des mouvements récents épirogéniques et dont l'évolution morphologique présente des problèmes complexes qui se posent aussi pour le développement du relief de l'Oesling. On pourrait donc trouver, en étudiant le cas local de l'évolution des formes topographiques de l'Oesling, des arguments capables d'élucider des problèmes généraux qui se rapportent à l'Ardenne entière.

Dès la fin du Primaire, le plateau ardennais avait acquis l'allure de sa surface sénile que nous lui voyons aujourd'hui. Au fur et à mesure que le relief de la chaîne hercynienne s'effaçait, les rivières, à défaut de pentes, laissaient le détritus en place. Celui-ci remplissait les dépressions et les inégalités peu prononcées de la surface, de façon que la pénéplaine s'enfouissait sous ses propres débris, comprenant des parties fines

des roches schisteuses et des fragments anguleux ou peu arrondis des grès quartzeux et des quartzites. C'est la pénéplaine post-hercynienne ou prétriasique. Posthercynienne parce qu'elle a nivelé dès la fin du Primaire les plis hercyniens jusqu'au relief effacé d'une surface sénile. Comme dès le début du Triasique la mer a transgressé sur une partie de la pénéplaine, on la désigne du nom de prétriasique, ce qui n'est pas trop rigoureux, car la première couverture était formée par les dépôts continentaux du Permien. Il faut donc comprendre sous les termes de posthercynien ou prétriasique les surfaces de base du Permien et du Triasique. Le Permien est constitué par un cailloutis résiduel provenant de la dégradation de la chaîne hercynienne. Il n'existe aujourd'hui, dans nos régions, que sous forme de restes parce que la majeure partie des dépôts permiens sont entrés, après remaniement, dans le Grès bigarré.

Au début du Trias une dépression de direction méridienne, la dépression eifelo-lorraine, se dessinait entre l'Ardenne et le Continent français, à l'Ouest, et le Massif rhénan avec le Hunsruck, à l'Est, par laquelle la mer triasique transgressait sur l'Oesling (et l'Ardenne orientale), sur l'Eifel et le Hunsruck. Au Rhétien elle n'avançait pas seulement sur les bords Est et Ouest de la dépression eifelo-lorraine, mais elle passait de la direction méridenne à la direction varisque ou SW - NE et recouvrait aussi une partie du bord méridional de la région de l'Ardenne. Pendant la grande transgression liasique l'immersion de la pénéplaine ardennaise avançait de la périphérie vers la partie centrale et vers la fin du Jurassique la pénéplaine entière était fossilisée c. à d. recouverte de sédiments d'âge triasique et jurassique.

A la fin du Jurassique la mer était en regression et durant la période du Crétacé inférieur, l'Ardenne et notre pays, ainsi que la Lorraine, passaient par une période continentale, dans laquelle une partie de la couverture mésozoïque a été érodée et la pénéplaine a été, en partie, exhumée. Cette surface mise à nu est désignée par les géographes du nom de pénéplaine présénonienne (le Sénonien est un étage du Crétacé supérieur). Mais cette partie exhumée de l'ancienne pénéplaine

était assez restreinte, car encore dans le Chattien (Oligocène) des fossiles jurassiques roulés et des oolithes silicifiés (Kieseloolithe) arrivaient dans la mer qui s'étendait du Nord de la Belgique vers le Sud jusqu'à une ligne passant par Namur et la Baraque Michel. Pendant la grande transgression du Crétacé supérieur la pénéplaine a été de nouveau inondée par la mer. On constate encore aujourd'hui des argiles à silex et des silex, d'âge sénonien, sur les sommets de l'Ardenne à Hokay, à la Baraque Michel et ailleurs, reposant directement sur le Cambro-silurien. Il est à insister sur le fait que ce Crétacé ne renferme pas à sa base de cailloutis cambro-silurien.

Ceci démontre que l'activité érosive de la période continentale n'arrivait qu'à dégager une partie de la pénéplaine de sa couverture sans entamer le substratum pénéplané.

Au début de l'Eocène la région passait de nouveau par une période continentale et les couvertures secondaires subissaient de nouveau une dégradation. La nouvelle surface qui se créa est appelée la pénéplaine éogène dont on retrouve des traces dans une grande partie de l'Europe. L'Ardenne a été déblayée, mais seulement en partie, des dépôts crétaciques, ce qui démontre que l'activité de l'érosion, très ralentie sur une surface plane et sans pente sensible, n'arrivait guère qu'à dégager le substratum plissé et pénéplané sans changer l'ancien relief.

Les dépôts marins oligocènes qu'on trouve superposés à des restes d'argile à silex dans la région de la Baraque Michel, prouvent que la mer empiétait de nouveau sur la pénéplaine éogène. Ce facies marin qui s'étendait sur la Haute-Ardenne, la Belgique septentrionale et la Hollande passe latéralement dans le facies lacustre de la formation à lignite de la plaine du Bas-Rhin. Celle-ci se prolonge jusque dans l'Eifel volcanique, où elle passe dans le facies à minerai des prés et à quartzite (pierre de Stonne) qui recouvrait notre pays en entier.

Dans cette formation, constituée par des argiles et des sables avec des nodules de minerai de fer et des concrétions de silice (pierre de Stonne), on ne rencontre jamais des cailloux roulés du Dévonien de l'Oesling ou de l'Ardenne, ce qui est une

indication de plus que la pénéplaine fossilisée prétriasique n'avait pas été exhumée dans la période continentale éogène.

En résumé, l'existence dans la région de la Baraque Michel de lambeaux d'Oligocène reposant sur des restes de l'argile à silex sénonienne exclue un arasement de l'ancienne pénéplaine par la mer en transgression, dont l'action érosive n'était même pas assez efficace pour déblayer les résidus des dépôts crétaciques et oligocènes. On pourrait donc parler, d'un point de vue théorique, d'une pénéplaine du Crétacé inférieur, d'une autre de l'Eocène et enfin d'une dernière venue après la régression de la mer oligocène. Mais les lambeaux de recouvrement crétacés et oligocènes préservés encore aujourd'hui dans le massif de la Baraque Michel et sur la crête de la Vécquée démontrent que l'action de désagrégation et de dégradation pendant les périodes continentales de l'Eocène et du Néogène a eu une allure si lente et si peu efficace que la pénéplaine de la Haute-Ardenne y compris l'Oesling, telle qu'elle se présente encore aujourd'hui, doit se confondre pratiquement dans le temps et dans l'espace avec la pénéplaine prétriasique (posthercynienne) fossilisée. Par contre, depuis le Néogène, la pénéplaine a subi des changements d'altitude et des déformations plus importants que tous ceux qui s'étaient produits depuis la pénéplanation à la fin du Primaire. Il ne s'agit pas d'une simple surrection en bloc mais d'un mouvement qui se complique par des déformations secondaires donnant lieu à des ondulations à vaste rayon de courbure. Ces mouvements différentiels n'ont pas seulement amené l'exhumation de la pénéplaine. Ils sont aussi à la base de l'aspect que la pénéplaine et l'auréole des sédiments mésozoïques qui l'entoure présentent aujourd'hui et ils ont encore exercé une influence directe sur l'évolution du réseau hydrographique existant.

En se basant ainsi sur les éléments géologiques qui ont déterminé le relief de la surface actuelle de l'Ardenne (et de l'Oesling), on arrive à la conclusion que l'Ardenne présente encore dans son relief essentiel les caractères morphologiques de l'ancienne pénéplaine prétriasique, mais qui a subi des changements d'altitude et des déformations ondulatoires provoquant,

surtout dans les parties marginales, un rajeunissement de l'activité des rivières et une modification profonde du réseau hydrographique.

L'Oesling et le Gutland contrastent aujourd'hui fortement par le modelé du terrain ; mais ces deux régions font partie d'une même unité géologique, qui comprend un puissant substratum éodévonien fortement plissé, décapité par l'érosion vers la fin du Primaire et transformé en pénéplaine, qui a été recouverte par une enveloppe de sédiments secondaires, tabulaires ou légèrement inclinés. Dans l'Oesling l'ancienne pénéplaine est aujourd'hui exhumée, dans le Gutland elle est encore fossilisée par la couverture des dépôts secondaires. Mais cette couverture s'étendait aussi sur l'Oesling (et sur toute l'Ardenne) et jusqu'à la fin du Pliocène les deux régions ne se distinguaient guère ni par la topographie ni par l'ensemble stratigraphique. C'est vers cette époque que l'ancienne pénéplaine fossile a subi un mouvement en bloc différentiel. L'Oesling a été soulevé plus fortement ce qui y intensifiait l'activité d'érosion des eaux courantes. La couverture de couches secondaires y a été érodée et la pénéplaine prétriasique exhumée. Elle s'étend, dans ses grandes lignes, en pente insensible, sur les vastes plateaux de l'Oesling. Au bord méridional de l'Oesling, dans la dépression périphérique, la pénéplaine plonge, avec une pente de 5 à 9 %, sous l'enveloppe de sédiments secondaires du Gutland, où elle reprend brusquement sa pente insensible de 1 à 1,5 %.

Dans le Gutland, resté en arrière, la couverture secondaire persiste encore et le substratum pénéplané reste fossilisé. A partir des temps du Pliocène supérieur l'érosion a donc dégagé dans l'Oesling, à l'altitude moyenne de 500 m, une surface qui coïncide avec la surface pénéplanée posthercynienne. Dans le Gutland, on peut établir, par intégration des plus hauts sommets dans un même plan, une surface d'applanissement au niveau de 400 m qui est l'oeuvre des mêmes agents d'érosion et du même temps. Ces surfaces passent l'une dans l'autre dans la dépression périphérique au bord méridional de l'Oesling. Dans la formation de cette dépression n'interviennent non seulement des différences structurales, mais aussi une tectonique spécifique,

consistant dans un gauchissement rappelant une flexure, provoqué par le mouvement différentiel qu'a subi la pénéplaine depuis la fin du Tertiaire et durant le Quaternaire. La diversité dans l'aspect morphologique des deux régions, Oesling et Gutland, n'est que le terme actuel d'une érosion différenciée, dans la même unité géologique, par un mouvement épirogénique différentiel. C'était aussi sur cette couverture uniforme et, conformément à sa pente générale, que s'est amorcé le réseau hydrographique du pays et qui subissait le contre-coup du mouvement pliocène avec le résultat d'une modification profonde du tracé originel.

On pourrait supposer, en se basant exclusivement sur les traits morphologiques, que l'ancienne pénéplaine prétriasique exhumée ne comprend qu'une étroite bande ne dépassant pas la zone de la dépression périphérique où elle est bien datée comme prétriasique par un placage interrompu de lambeaux de couches triasiques et qu'elle serait recoupée sur le plateau de l'Oesling par une surface d'une phase plus récente, tandis qu'une autre surface, à un niveau plus bas, s'étendrait sur le Gutland, séparée de celle des plateaux de l'Oesling par un talus d'une centaine de mètres de hauteur, représenté par la dépression périphérique.

Cette conception est en désaccord avec les faits géologiques desquels il découle qu'une unique surface d'aplanissement, mais faiblement inclinée dans la région de la dépression périphérique par les mouvements différentiels postpliocènes, s'étend sur les deux régions du pays.

Cette continuité dans le temps et dans l'espace de la surface d'aplanissement qui s'étend aujourd'hui sur l'Oesling et le Gutland est un corollaire d'un mouvement différentiel.

On observe d'ailleurs nettement le plongement bien prononcé vers le Sud des couches du Secondaire dans la région de la dépression périphérique, mais qui passe vite au sud de cette région, large de 2 à 3 km, dans un pendage sensiblement plus faible. Ce fait appelle immédiatement l'idée d'un gauchissement de la surface par un mouvement tectonique qui a provoqué le décalage d'altitude des surfaces d'aplanissement entre l'Oesling et le Gutland. Ce mouvement est, d'ailleurs, rendu visible dans

les profils verticaux et transversaux des cours d'eau au passage de cette zone.

En comparant les profils en long du réseau fluvial de la Sûre, M. Marcel Heuertz a pu démontrer qu'on peut distinguer deux faisceaux nettement distincts : un groupe de rivières plus évoluées et appartenant aux terrains secondaires du Gutland et un autre formé par les rivières moins évoluées des terrains dévoniens de l'Oesling. Aussi le tracé des profils en long de deux rivières de ce réseau fluvial, de direction exactement opposée et situées d'une manière symétrique de part et d'autre de la limite entre le Secondaire et le Dévonien, l'Alzette, au sud, la Sûre, au Nord, prolongée par la Wiltz entre Gœbelsmuhle et Kautenbach et la Clerve donne-t-il un écart angulaire frappant qui constitue l'expression nette et concrète de l'évolution différente du système fluvial dans les deux régions du pays. Il y a encore à noter une vraie rupture de pente au point de confluence de l'Alzette et de la Sûre. Dans le Dévonien on note une forte pente dans le profil de la Sûre, qui change brusquement au point de confluence et, entre Ettelbruck et l'embouchure de l'Our, le profil de la Sûre continue exactement celui de l'Alzette. La vallée continue sur ce trajet dans la dépression périphérique; le profil est presque horizontal et les dépôts d'alluvions sont considérables.

M. Heuertz explique cette diversité dans l'évolution d'un même réseau par la résistance plus grande de la roche schisteuse au creusement des vallées et par un soulèvement épirogénique de l'Oesling qui a rajeuni les rivières de cette région. C'était un mouvement différentiel qui a laissé le Gutland en arrière par rapport à l'Oesling et dont la charnière est située dans la dépression périphérique. (Marcel Heuertz : Les profils fluviatiles en long du réseau de la Sûre. Archives de l'Institut G. D., section des sciences, nouvelle série, tome XVIII, 1949, p. 117 - 125.)

J'estime que le relèvement tectonique plus prononcé de l'Oesling joue le premier rôle et que la diversité de résistance des terrains n'entre guère en compte. Le Grès de Luxembourg

ou le Muschelkalk ne le cède guère, au point de vue dégradation mécanique, au schiste du Dévonien.

Tandis que la comparaison des profils en long démontre d'une façon plutôt générale l'intervention d'un mouvement différentiel, l'étude des terrasses des tronçons de la vallée de la Wark, de la Sûre et de l'Our situés dans cette dépression permet de préciser le sens exact des mouvements tectoniques de faible amplitude qui ont affecté cette région depuis l'établissement du réseau hydrographique actuel. Cette étude vient d'être faite par M. Steffen. Ses recherches formeront le volume N° 8 des Publications du Service géologique. (Max Steffen : Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen.)

Quant à l'allure de ces terrasses, le cas le plus instructif se présente dans le grand méandre de la Wark, situé dans le Dévonien, avec Niederfeulen et Warken comme base et Welscheid comme sommet.

Les deux tronçons de ce méandre, de direction méridienne, ont une longueur en ligne directe, chacun, de 3 km, le sommet, de direction W - E, de 2 km. Nous distinguons le tronçon de Niederfeulen, à l'Ouest, et de Warken, à l'Est. L'auteur compare l'altitude, telle qu'elle se présente aujourd'hui, de trois terrasses bien développées au point initial (a) et au point terminal (b) de chaque tronçon pour en déduire, à ces points, l'écart (c) en mètres. Retenons encore que dans le tronçon de Niederfeulen la pente de la rivière est vers le N et dans le tronçon de Warken vers le S. Les chiffres précédés de + signifient que la pente remonte vers le N, précédés d'un — ils marquent une pente remontant vers le Sud. Voici les données, résumées dans un petit tableau :

Désignation des terrasses	Tronçon occidental (Niederfeulen)			Tronçon oriental (Warken)		
	S	N		N	S	
	(a)	(b)	(c)	(a)	(b)	(c)
Terrasse princip. infér.	302	321	+19	328	265	+63
Terrasse moy. sup.	283	282	— 1	290	243	+47
Terrasse moy. infér.	278	269	— 9	255	224	+31
Pente actuelle de la Wark	275	258	—17	241	211	+30

Admettons que le montant de la pente actuelle de la Wark n'ait pas changé, ce qui veut dire que les irrégularités que nous constatons dans le sens des pentes des terrasses sont provoquées uniquement par des mouvements tectoniques. En diminuant le montant en mètres de la pente des terrasses du montant en mètres de la pente de la rivière nous aurons la valeur réelle en mètres du mouvement de soulèvement qui doit être la même dans les deux tronçons, si la pente n'a pas changé.

Les montants du soulèvement réel sont d'après ce calcul:

Terrasses	Tronçon occidental	Tronçon oriental
Terrasse princip. infér.	36 m	33 m
Terrasse moyenne sup.	16 m	17 m
Terrasse moyenne infér.	8 m	1 m

Malgré cette petite irrégularité quant à la terrasse moyenne inférieure, ces données concordantes permettent d'admettre que les dérangements que nous constatons dans la position des terrasses de la Wark sont provoqués par des mouvements tectoniques et que la pente de la vallée n'a guère changé durant la période de formation des terrasses.

Comme la Sûre, la Blees et l'Our ont creusé leurs vallées sous les mêmes conditions et dans le même terrain, on doit admettre que ce sont les mêmes mouvements tectoniques, dans le temps et dans l'espace, qui ont provoqué les perturbations de pente que nous constatons surtout dans les terrasses supérieures de ces rivières par rapport à leurs profils en long actuels.

Toutes les terrasses de la Wark ont une divergence prononcée dans la direction nord tandis qu'elles se situent, à Niederfeulen et à Warken, dans des plans horizontaux et parallèles. La pente du profil en long de la vallée varie dans les deux tronçons; elle est de 4,8 ‰ dans le tronçon occidental et de 6,5 ‰ dans le tronçon oriental. La charnière du mouvement différentiel passe, en direction W - E, par Niederfeulen et Warken. A Welscheid on constate une déformation prononcée de la terrasse moyenne d'un montant de 22 m. L'axe de direction N - S d'une voûte surbaissée passe par Welscheid. Cette déformation, confirmée par l'allure des terrasses, avait déjà été constatée par mes

levés en 1938 d'après l'allure tectonique des couches triasiques entre Ettelbruck et Niederfeulen. Ces couches y forment un dôme allongé dissymétrique, dont le flanc oriental a une pente de 2 % et le flanc occidental de 0,5 %. Comme cette déformation a encore affecté toutes les terrasses du méandre de la Wark, elle est de même âge que la flexure du bord méridional de l'Oesling, dont l'axe montre d'ailleurs des ondulations nettes.

La Wark a creusé sa vallée en méandre dans ce dôme surbaissé par antécédence.

En comparant les altitudes des terrasses on constate que l'intensité du soulèvement dépasse à Welscheid de 70 m celle de Niederfeulen.

Dans le tronçon de la vallée de la Sûre entre Erpeldange et le Hedebusch, au sud de Michelau, tronçon qui correspond, en longueur et dans sa position, au méandre de la Wark, les terrasses montrent également une divergence en amont (vers le N). A titre de comparaison, nous donnons aussi l'altitude au-dessus du niveau de la Sûre de ces terrasses à Erpeldange (point S) et au Hedebusch (point N).

	Erpeldange S	Hedebusch N	Montant du soulèvement
Terrasse principale sup.	64	118	54
Terrasse principale infér.	49	84	35
Terrasse inférieure	5	16	11

Au Nord de Michelau se trouvent les points culminants de toutes ces terrasses qui coïncident avec la ligne culminante de la topographie. En amont de cette ligne les terrasses ont une légère pente inverse. Le petit tableau donne l'altitude des terrasses au-dessus du niveau de la vallée à Erpeldange, au Sud, au point culminant (Michelau) et à Goebelsmühle, au Nord.

	Erpeldange	Point culminant	Montant du soulèvement	Gœbelsmühle	Montant de l'affaissement
Terrasse princip. infér.	49	87	38	77	10
Terrasse moyenne sup.	33	62	29	57	5
Terrasse inférieure	5	21	16	17	4

Comme la Wark, la Sûre a creusé sa vallée par antécédence dans la zone surélevée.

Comme dans la vallée de la Wark, il existe dans la vallée de la Sûre une divergence frappante entre la terrasse moyenne supérieure et inférieure ce qui implique des oscillations inégales dans l'amplitude des mouvements de surrection.

Dans la vallée de l'Our les différents niveaux de terrasses sont moins bien conservés que dans les vallées de la Sûre et de la Wark et présentent bien des lacunes.

On constate quand même, comme dans les autres vallées précitées, un relèvement progressif des terrasses en avançant du SSE vers le NNW. Même les niveaux inférieurs marquent encore un relèvement sensible, ce qui démontre que le mouvement de surrection perdurait jusqu'à une date très récente. La charnière de la flexure de la dépression périphérique passe par la partie méridionale du village de Bettel. De ce point les niveaux de terrasses s'élèvent en direction Nord jusqu'à un point culminant au Sud de Biwels pour prendre, à partir de ce point, une légère pente inverse. Ce point coïncide encore avec la ligne culminante topographiique, qui marque aussi la limite septentrionale de la dépression périphérique.

Dans ce tronçon, l'Our, de même que la Sûre et la Wark, est un cours d'eau antécédent.

On constate une différence de niveau de 51 m entre Bettel au S et le point culminant de la terrasse en amont, au N, pour la même terrasse, la cinquième, à partir du fond de la vallée, mais qu'il est difficile à identifier avec une terrasse déterminée de la Sûre.

Dans le tronçon de la vallée de la Sûre, entre Ettelbruck et l'embouchure de l'Our, situé dans la flexure, les niveaux des terrasses ont une allure parallèle au fond de la vallée. A Bettendorf on constate cependant dans cette allure, en général horizontale, une déformation provoquée par une faille, perpendiculaire à la direction de la vallée et passant, près de la ferme «Hirtzenhof», dans une flexure.

Ce mouvement, que j'avais déjà constaté en 1938 dans l'allure tectonique des couches du Secondaire, est par conséquent

de date assez récente, parce qu'il affecte toutes les terrasses de la vallée.

A Mœstroff existe une dépression tectonique en forme de cuvette, allongée en direction méridienne et au pendage assez sensible qui a provoqué un changement brusque dans la direction et dans le relief de la vallée. Comme les terrasses supérieures sont également déformées on peut conclure à une déformation des couches secondaires postérieure à la formation de ces terrasses.

Ces observations sur l'allure des terrasses, empruntées à l'étude précitée de M. Steffen, corroborent mon point de vue, basé sur des levés détaillés et exposé dès 1940, que la dépression marginale du rebord méridional de l'Oesling correspond à une zone de relèvement en forme de flexure, engendrée par un mouvement différentiel, dont la charnière passe par la dépression périphérique et dont les points culminants sont donnés par la ligne culminante de la surface. Cette dernière ligne correspond à l'axe de l'anticlinal de Givonne.

Il découle des observations précitées que l'axe de cette flexure ne reste pas dans un même plan horizontal. Il est faiblement ondulé par l'intercalation de dômes et de cuvettes très surbaissés, de direction méridienne. Ces ondulations affectent aussi les terrasses des vallées traversant la région de soulèvement. Le mouvement n'est pas continu, mais oscillatoire. Il se fait remarquer dès la fin du Pliocène et a perduré jusqu'au Holocène.

A cause de ce mouvement tectonique la surface pénéplanée prétriasique, fossilisée encore sous le Gutland, se lève, sur le rebord méridional de l'Oesling, en pente douce vers le Nord jusqu'à une ligne culminante passant par Holtz, Rambrouch, Bourscheid et au Sud de Biwels. Au Nord de cette ligne les terrasses plongent, avec une pente très douce, en sens inverse c. à d. vers le Nord. Ces faits démontrent à l'évidence que la pénéplaine réapparaissant dans la région de la dépression périphérique sous la couverture du secondaire continue au delà de la ligne culminante de cette région. Elle n'est pas recoupée par une nouvelle surface d'une autre phase d'aplanissement plus

récente, mais c'est, bel et bien, la pénéplaine prétriasique qui forme la surface de l'Oesling tout entier. Elle est entamée, surtout dans la partie méridionale et centrale de l'Oesling, par l'érosion des cours d'eau, rajeunie dès la fin du Pliocène. Cependant, dans ses grandes lignes, elle coïncide avec l'ancienne surface pénéplanée dès la fin du Primaire, mais soulevée par les mouvements orogéniques pliocènes et pléistocènes et dégagée de la couverture secondaire et tertiaire. L'âge de ces mouvements est daté d'une façon incontestable par l'allure des terrasses des cours d'eau.

D'après les indices de l'extension primitive des couches secondaires et tertiaires de nos régions, il n'existe plus de doute que l'Oesling (et l'Ardenne) étaient recouverts par ces dépôts. Au contact du Grès bigarré et du Dévonien on constate, dans nos régions, dans ce dernier une coloration en rouge par infiltration provenant des eaux du Grès rouge superposé. Dans la roche saine, cette coloration ne pénètre que jusqu'à une profondeur de quelques mètres, dans la roche fissurée on peut la trouver jusqu'à la profondeur de 10 m. Or, on rencontre, dans l'Oesling, cette coloration de la zone superficielle du schiste sur de larges surfaces jusque dans les régions de Clervaux et de Weiswampach. Dans les vallées, on la rencontre jusqu'à Oberschlinder et Consthum (vallée de la Schlinder) et jusqu'en amont de Dasbourg (vallée de l'Our). Mais là elle prend son origine, sans doute, d'infiltration provenant de dépôts de terrasses renfermant des éléments du conglomérat basal du Grès bigarré.

L'érosion a enlevé la couverture secondaire y compris le Grès bigarré en contact immédiat avec l'ancienne surface prétriasique, mais elle n'a pas réussi à enlever la mince pellicule coloriée en rouge, ce qui est un indice que l'ancienne surface comprise dans son allure générale n'a été entamée que d'une façon insignifiante.

Le dernier venu des dépôts qui recouvraient l'Oesling est le dépôt de la formation continentale d'âge miocène inférieur, constituée par des argiles sableuses avec des nodules de minerai de fer des prés et avec des concrétions quartzeuses, dites «pierre de Stonne» (Tertiärquarzit). Cette formation passait latérale-

ment dans la formation à lignite de l'Eifel et du Bas-Rhin, ce qui implique une plaine basse présentant une pente générale vers le Nord. Or, des résidus de cette formation ont été rencontrés dans les dépôts des terrasses supérieures de la région étudiée par M. Steffen. Des recherches systématiques sur les terrasses de la partie centrale et septentrionale de l'Oesling y révèleront sans doute aussi leur présence.

Nous avons déjà tiré l'attention sur le fait qu'on ne rencontre pas dans cette formation, dont il existe dans le Gutland de considérables lambeaux, de cailloux provenant du Dévonien de l'Oesling, ce qui démontre que le Dévonien portait au Miocène encore sa couverture de dépôts secondaires.

Intercalons ici une remarque sur le cailloutis abondant qu'on rencontre dans la région de la dépression périphérique et sur l'origine et le rôle duquel il existe une certaine confusion. C'est un cailloutis résiduel provenant de la dégradation des couches triasiques à facies conglomératique qui marquent les lignes de rivages des anciennes mers.

On observe nettement comment ce cailloutis, répandu à la surface, passe dans les couches triasiques sous-jacentes non altérées et renfermant, mais plus épars, exactement les mêmes cailloux qu'on rencontre accumulés à la surface.

Mais ce cailloutis résiduel d'âge pléistocène et holocène ne passe pas latéralement dans la formation d'argile sableuse, d'âge miocène inférieur, avec concrétions de minerai de fer et de pierre de Stonne.

On rencontre dans ce cailloutis, par hasard, des nodules de minerai de fer ou des échantillons de la pierre de Stonne, même, en certaines régions, des blocs de cette pierre, mais ce sont les restes provenant d'une formation antérieure au cailloutis et disparue depuis longtemps dans la région de la dépression périphérique. Ce sont pour ainsi dire des concrétions résiduelles de cette formation miocène entremêlées au cailloutis résiduel plus récent.

L'observation suivante démontre à l'évidence qu'il s'agit de deux formations bien distinctes, d'âge et d'origine différents.

Au sommet des couches triasiques à facies conglomératique on rencontre le Keuper à marnolites qui se présente, même dans la région littorale, dans le facies normal des marnes bariolées sans cailloux. Or, partout où cette assise forme encore la surface, le cailloutis manque complètement, mais on y rencontre, çà et là, les grains de minerai et la pierre de Stonne, soit en cailloux, soit en gros blocs. Il ressort de cette constatation, qu'on peut faire partout où cette assise du Keuper affleure, que le cailloutis est un dépôt résiduel local récent et confiné au facies conglomératique du triasique.

Comme il a été indiqué plus haut, c'est sur la couverture miocène d'argile sableuse avec des grains de minerai de fer et avec des concrétions quartzeuses et qui avait effacé tout le relief préexistant éocène, que s'amorçait un réseau de cours d'eau qui s'écoulaient, d'après la pente générale, vers le Nord.

Ce réseau évoluait vers sa phase actuelle par le déclenchement d'un nouveau cycle amorçant le recreusement et amenant un changement profond dans le tracé primitif d'un réseau arrivé dans un stade de sénilité. Ces événements sont à dater par les mouvements surrectionnels du Pliocène supérieur provoquant une évolution assez complexe du réseau hydrologique dans les deux régions du pays, mais de laquelle nous n'allons retenir que les grandes lignes concernant l'Oesling.

Les mouvements différentiels provoquant le soulèvement de la pénéplaine ont créé un bombement surbaissé de direction SW - NE dans la partie centrale de la Haute-Ardenne et une déformation en forme de flexure au rebord méridional de l'Oesling se prolongeant vers l'Ouest, mais s'effaçant vers le centre de la dépression transversale de l'Eifel. Le bombement de la partie centrale de l'Ardenne a recoupé le réseau hydrographique de la région ardennaise de sorte que l'Ourthe et ses affluents, la Salm, l'Amblève et la Warche, ont été décapités de la partie supérieure de leurs cours. Ces tronçons ont été forcés à inverser le sens d'écoulement et ont pris, en suivant la pente inverse créée par le bombement, la direction vers le Sud. Ainsi tout le drainage surimposé de l'Oesling, qui s'écoulait d'abord vers le Nord, a été renversé dans la direction opposée et a été recueilli par un

cours d'eau formé dans la dépression périphérique. On peut supposer, dans cet ordre d'idées, que l'Alzette primitive coulant d'abord vers le Nord, a été détournée vers l'Est par le barrage qui se créait par la formation de la flexure au rebord de l'Oesling et en suivant à rebours la vallée d'un ancien affluent qui occupait le tronçon de la Sûre entre Ettelbruck et Wallendorf. La déformation en bordure méridionale de l'Oesling, moins prononcée que le bombement central, a été traversée par antécédence par les cours d'eau venant du Nord.

Notons en passant que la Meuse et le Rhin, à cause de leur débit considérable et situés aux bords du dôme surélevé, ont su vaincre l'obstacle et ont gardé leur direction primitive tandis que la Moselle, qui s'écoulait par la dépression eifelienne, s'est vue contrainte à changer de direction vers le NE.

Le soulèvement de l'Ardenne a ravivé l'activité des cours d'eau qui sont entrés dans un stade de rajeunissement marquant le commencement d'un nouveau cycle d'érosion. Le relief sénile des vallées du cycle précédent a été effacé sauf dans leurs parties supérieures. Ainsi la région du NNW de l'Oesling, entre Allerborn et Gouvy, présente une surface mollement ondulée où des cours d'eau, au tracé sinueux, serpentent dans de larges vallées au fond plat, encombrées par des débris schisteux et quartzeux et aux versants peu marqués. Mais quand on descend ces larges vallées on s'aperçoit que les dépôts alluvionnés disparaissent et que les lits des rivières sont traversés par les arêtes vives de la roche, tandis que les versants se font abrupts et les vallées prennent l'aspect de gorges. Mais cette superposition d'un second cycle n'arrive pas à effacer l'effet de l'ancienne pénéplaine qui profile sous le ciel immense sa masse lourde, ondulée uniquement par les bosses surbaissées des traînées de quartzite, alignées par l'érosion sélective d'après la direction du plissement hercynien. Les découpures faites par les profondes vallées du second cycle sont à l'intérieur de l'ancien massif dévonien, sous la surface nivelée par l'ancienne pénéplanation. Ce relief en creux opéré par le recreusement des vallées après un nivellement presque complet est par conséquent un «relief appalachien». Mais comme la différence de la résistance est peu marquée dans

cette prédominance de roches schisteuses et comme la surface sénile est conservée sur de vastes espaces, le caractère d'un relief appalachien est peu typique dans l'Oesling. Une adaptation des vallées à l'allure du plissement, comme dans les Appalaches, n'est visible que dans les détails des vallées. Dans les grandes lignes celles-ci se sont creusées à travers les structures sans aucun égard aux plissements. C'est, en résumé, un réseau hydrographique, amorcé sur une jeune couverture aujourd'hui disparue, surimposé à travers les couches plissées du Dévonien nivelées par une pénéplaine. Dans ce réseau nous constatons une superposition à un cycle ancien, conservé sur les vastes plateaux horizontaux, d'un cycle nouveau aux traits de jeunesse, mais qui a conservé dans son tracé général et dans ses méandres encaissés des indices du cycle précédent plus évolué. Le commencement de l'activité de ce nouveau cycle est daté par les mouvements tectoniques du Pliocène supérieur. C'est le contraste de ces jeunes vallées encaissées et de l'aplanissement général des hauts plateaux aux horizons immenses qui donne aux paysages de l'Oesling ce cachet de sérieux évoquant le sentiment d'une vision d'immensité un peu mélancolique.

Les forces internes qui ont provoqué le soulèvement de la pénéplaine ardennaise sont des mouvements d'ordre tectonique. Les mouvements eustatiques n'entrent pas en jeu. Les différents niveaux d'aplanissement qu'on constate dans le Gutland, dans la dépression périphérique et dans l'Oesling ne se recoupent pas, mais ce sont des déformations d'une surface unique qui, dans le Gutland, s'intègre dans le plan des plus hauts sommets et, dans l'Oesling, coïncide avec l'ancienne pénéplaine, soulevée et dégagée de sa couverture discordante. Les différentes altitudes dans lesquelles se trouve actuellement la surface d'aplanissement sont le résultat d'un mouvement orogénique différentiel qui a commencé dès la fin du Pliocène et a perduré jusqu'au Holocène.

C'étaient des mouvements posthumes qui ont joué dans la direction privilégiée hercynienne SW - NE, par étapes et avec des intensités variables et qui se reflètent aussi bien dans le vaste bombement de l'Ardenne centrale comme dans la flexure

entre Gutland et Oesling et enfin dans les terrasses des vallées. Il n'existe donc aucun indice pour recourir à l'hypothèse de mouvements eustatiques.

Mais si déformée qu'elle soit et si entamée par le rajeunissement de l'activité d'érosion, l'ancienne pénéplaine est encore bien reconnaissable et prédomine de loin le relief de l'Oesling.

Luxembourg, le 24 décembre 1950.