

**Pénéplaine unique plio-pléistocène
et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes
en Haute-Belgique ? (*),**

par P. MACAR et J. ALEXANDRE.

Dans une récente publication [31], M. le Major STEVENS, dont l'inlassable activité fait l'admiration de tous, a demandé que soient discutées les hypothèses qu'il défend en ce qui concerne la géomorphologie de l'Ardenne, et notamment celle d'une pénéplaine unique, d'âge plio-pléistocène, qui aurait été déformée, et celle — plus récente — d'une couverture tertiaire qui, ayant recouvert l'Ardenne, a formé d'épais dépôts à l'endroit de ses dépressions (de la Famenne et de Theux, en particulier), et à partir de laquelle les rivières ardennaises se seraient surimposées.

Nous estimons devoir répondre à son appel, tout d'abord en témoignage de déférente sympathie à son égard; ensuite parce que ses conceptions impliquent, à l'égard des niveaux d'aplanissement que nous estimons avoir reconnu en Haute-Belgique, des conséquences que nous pensons devoir discuter; et enfin parce qu'une malencontreuse expression échappée à la plume de l'un de nous (J. A.) et relevée par M. STEVENS [32] aurait pu lui faire croire peut-être que l'on ne désirait pas discuter ses hypothèses.

M. STEVENS voudra bien nous excuser, par contre, si nous examinons uniquement les deux points cités ci-dessus, qui ont une incidence directe sur les problèmes que nous avons présentés à nos confrères lors de la Session extraordinaire de 1957 [19], ainsi que l'âge de la pénéplaine nivelant la crête des Hautes-Fagnes, à propos de laquelle est né le malentendu rappelé ci-dessus. Sauf sur ce dernier point, nous nous bornerons surtout à des considérations générales, laissant résolument de côté les questions de détail. Il nous serait d'ailleurs difficile d'entrer dans les détails, en l'absence par exemple d'une carte de la « pénéplaine ardennaise », telle que la conçoit M. STEVENS, carte qui permettrait de discuter certains points précis. Nous

(*) Texte remis en séance.

envisagerons toutefois les dépressions de la Famenne et de Theux, qu'il cite nommément et qui furent visitées lors de la Session extraordinaire.

L'absence d'une carte, même sommaire, de la « pénéplaine ardennaise » de M. STEVENS, constitue néanmoins un handicap sérieux à la discussion de son hypothèse (1).

Qu'advient-il par exemple de cette pénéplaine unique dans la région de la Croix-Scaille, où une crête à dos plat (2) s'élève jusqu'à 500 m et domine de 75 m environ les sommets voisins, situés à l'Est, au Nord et au Sud, ce que l'un de nous (P. M.) interprète [18, voir fig. 3 et 4] comme les restes de deux surfaces différentes ? Faudrait-il n'y voir qu'une seule surface, affectée d'un soulèvement qui semblerait de forme bien étrange, puisque cessant brusquement de trois côtés, à l'endroit où précisément il atteint son maximum d'altitude ?

Des questions analogues se posent en maint endroit de l'Ardenne. Il suffit d'examiner les cartes de niveaux d'aplanissement publiées dans le compte rendu de la Session extraordinaire [19], dans un mémoire de l'un de nous (J. A.) ([1] et fig. 1 ci-après) ou dans les travaux de nos élèves [6, 12, voir aussi 22] : on constate la présence de replats nets, ainsi que de crêtes à dos plat, ou plus ou moins arrondi mais horizontal, qui sont disposés non au hasard, mais qui se groupent en des niveaux subhorizontaux ou à faible pente, lesquels niveaux affectent une disposition en escalier, un emboîtement partant des vallées vers les sommets. Même si l'on rejette tout ou partie des raccords proposés, l'existence des replats et leur disposition fréquente en escalier sur les croupes d'interfluve (voir par exemple [19, fig. 16]) paraissent indéniables (3). Si ces replats,

(1) M. STEVENS nous excusera-t-il de citer à ce propos, en les adoptant sans réserve, les considérations extrêmement pertinentes qu'il fit lui-même à propos des pénéplaines anciennes : « Une chose concrète ne pouvant exister que dans les trois dimensions de l'espace, une coupe géologique ne suffit pas; elle doit être complétée par une carte figurant l'extension réelle de la pénéplaine étudiée, avec tous les détails altimétriques et géologiques indispensables.

» Faute de cela, il est impossible de juger du bien fondé des hypothèses ou des découvertes annoncées. Quelle que soit la valeur des études et la conscience des chercheurs, elles risquent d'être perdues pour la science » [25, p. 298].

(2) Une « croupe » dans la terminologie de M. STEVENS, mais ce terme ne spécifie pas que le dos est plat, caractère primordial à notre avis.

(3) Cette conclusion minimum nous paraît justifiée par la Session extraordinaire de 1957, où plusieurs exemples furent montrés sans soulever de discussion sur ces points.

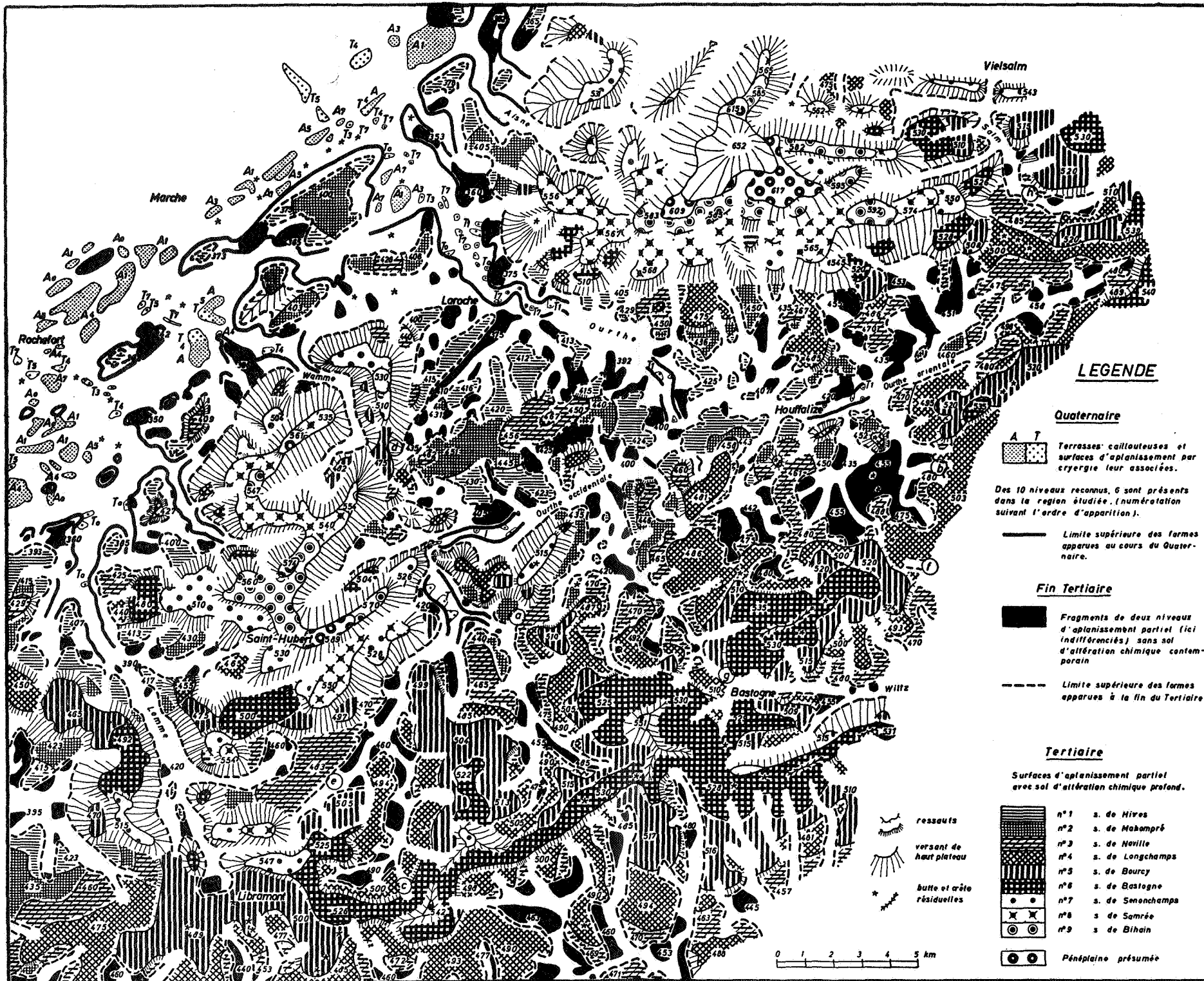


FIG. 1. — Les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne Centrale, d'après J. Alexandre [1, fig. 8].

présents partout en Haute-Belgique, ou même seulement les principaux d'entre eux, représentent une seule et même surface déformée, comment justifier ce type très particulier de déformation ?

M. STEVENS considère apparemment [31, p. 119, § 8] que ces niveaux correspondent à des « inflexions marginales » de la pénéplaine (1), déformée tectoniquement.

L'adjectif « marginales » semblerait suggérer que les niveaux n'apparaissent qu'en *bordure*, soit de la pénéplaine, soit du massif ardennais. Mais il n'en est rien, et les cartes figurant dans les travaux cités ci-dessus et, en particulier, la carte d'ensemble de l'Ardenne Centrale de l'un de nous [1, fig. 8] reproduite ici (fig. 1), le fait nettement ressortir. Cette carte montre aussi clairement que replats et formes associées s'observent jusqu'auprès des plus hauts sommets, et que les niveaux inférieurs, jusque bien au-dessus de 400 m dans cette région, présentent une nette relation avec le réseau hydrographique.

La déformation tectonique d'une surface unique souffre dès lors des objections suivantes :

a) Elle devrait se faire suivant un style fort étrange, en marches d'escalier, c'est-à-dire avec une succession de parties subhorizontales raccordées par des pentes plus raides.

b) Ces marches ne descendent pas vers des dépressions correspondant aux synclinaux anciens, mais au contraire vers les vallées. Parfois, bien entendu, les deux directions coïncident : c'est le cas, notamment (2), pour la dépression des deux Ourthes; mais les replats le long de la Wamme, de la Lomme, de la Salm, par exemple, montrent nettement que ce sont les rivières et non les synclinaux qui déterminent leur distribution générale.

c) Les marches se répartissent suivant des niveaux subhorizontaux à nouveau indépendants des plis anciens et traversant ceux-ci sans modifications notables (3).

d) Enfin, les niveaux inférieurs suivent assez fidèlement les variations de direction des branches du réseau hydrographique

(1) La phrase de M. STEVENS prête à confusion : il parle des « inflexions marginales des présumés niveaux d'aplanissement », alors que le contexte semble bien indiquer l'interprétation admise ci-dessus.

(2) Pour ces exemples et les suivants, consulter la carte fig. 1.

(3) Voir, par exemple, les niveaux le long de l'Ourthe de Laroche, à la traversée d'un des anticlinaux de la zone anticlinoriale de l'Ardenne.

pour dessiner des sinuosités ou s'allonger suivant des directions diverses, dont certaines ne coïncident avec aucune direction tectonique ⁽¹⁾. Ces propriétés ne s'expliquent que par le jeu de forces d'érosion en relation avec l'enfoncement des rivières.

De même, autour des massifs plus élevés, les niveaux supérieurs se répartissent en marches irrégulièrement concentriques ⁽²⁾, à nouveau sans orientation préférentielle autre que celle correspondant à des différences de résistance à l'érosion du substratum ⁽³⁾.

Il nous paraît que l'examen de la carte des surfaces d'aplanissement de l'Ardenne Centrale nous dispense de plus longs commentaires, et que la distribution des niveaux, avec toute la complication que révèle cette carte, doit faire rejeter l'hypothèse n'admettant rien d'autre qu'une pénéplaine unique, déformée tectoniquement de façon complexe. Même à qui n'admet pas les raccords proposés, cette carte, édifiée après étude détaillée du terrain et des photographies aériennes, fournit une vue d'ensemble de la répartition des parties à faible pente du relief qui peut servir de base à la discussion.

Cette carte, d'autre part, porte à se poser la question suivante : Y a-t-il une pénéplaine en Ardenne ?

Nous pensons pour notre part qu'il n'y a pas de pénéplaine récente (disons fin Tertiaire ou plus récente), mais qu'on y trouve uniquement des restes épars de pénéplaines plus anciennes.

Il n'y a pas de pénéplaine récente puisque la corrélation des niveaux, les indices climatiques qu'ils révèlent et leur relation avec les terrasses fluviales quaternaires nous font apparaître une douzaine de niveaux d'aplanissement antérieurs au Quaternaire et formés d'ailleurs sous des climats nettement différents de ceux de cette période.

Mais le niveau le plus élevé (pénéplaine présumée de la légende de la carte) conservé uniquement près de la Baraque de Fraiture

⁽¹⁾ Par exemple, les niveaux fin Tertiaire le long de la Lomme et de ses affluents, ou, immédiatement à l'Est, dans les divers affluents supérieurs de l'Ourthe.

⁽²⁾ Voir, par exemple, autour de la Baraque de Fraiture ou du Plateau de Saint-Hubert.

⁽³⁾ Telles, par exemple, à l'Est de la Baraque de Fraiture, les crêtes Est-Ouest correspondant aux synclinaux résistants du Salmien supérieur [1, 19, fig. 11].

et de Saint-Hubert peut représenter un reste de pénéplaine; il est d'ailleurs le mieux aplani de tous les niveaux relevés [1, p. M 383].

Un autre niveau frappe localement par son étendue : c'est celui qui nivelle la crête de Bastogne, vers 520-530 m d'altitude.

Ce sont là précisément les portions de surfaces considérées depuis longtemps [16] par l'un de nous (P. M.) comme des restes ultimes d'une « surface supérieure » qui serait une ancienne pénéplaine. Dans cette *hypothèse*, la longueur inusitée du fragment conservé de Bastogne s'expliquerait par le fait qu'il coïncide, ou à peu près, avec un reste de cette pénéplaine, tout comme c'est le cas, pour d'autres raisons ([18, pp. 12 et 13] et ci-après), de la surface nivelant vers 550-575 m la crête des Hautes-Fagnes.

Abordons à présent le second point : l'hypothèse d'un manteau de sables chattiens qui, ayant recouvert toute l'Ardenne, a rempli, en ce faisant, des dépressions préexistantes, et notamment celles de la Fenêtre de Theux et de la Famenne.

Nous avouons ne pas comprendre les avantages que peut présenter une telle hypothèse au point de vue de l'évolution de la Haute-Belgique.

Il semble que M. STEVENS y ait été amené pour expliquer l'allure surimposée des rivières principales de l'Ardenne et notamment de la Lesse et de l'Amblève.

Sans doute cette surimposition ⁽¹⁾ indique-t-elle l'existence d'un manteau de terrains tendres ayant recouvert au moins une bonne partie de l'Ardenne, mais, à notre avis, cette couverture peut aussi bien être crétacée qu'oligocène, il y a plus de chances qu'elle soit crétacée, et, surtout, elle peut passer sans aucun inconvénient au-dessus des dépressions actuelles, qui n'avaient nul besoin d'exister alors et qui n'offrent aucun indice d'un éventuel remplissage.

En faveur d'une transgression crétacée plus étendue, on retiendra que, dans l'Est de l'Ardenne, les restes de Crétacé se retrouvent plus au Sud que ceux de l'Oligocène. Si l'on en croit les minéraux denses, les sables chattiens ont atteint le Rosier ⁽²⁾ (crête des Hautes-Fagnes) [7] et la Baraque-Michel [4], mais les lambeaux sableux repérés plus au Sud (Bernister, par

(1) Qui s'indique aussi pour la Salm et la Lienne.

(2) Gisement toutefois un peu douteux, comme l'a précisé P. BOURGUIGNON [4], et comme on le verra plus loin.

exemple [7]), et même certains sur la crête elle-même (Hockay) sont des sables locaux, ne contenant plus les minéraux denses caractéristiques du Tertiaire. Par contre, des silix existent encore au Sud de la crête des Hautes-Fagnes (Cronchamps, Bernister, Chôdes [24]), et un silix cacholonnisé, trouvé par A. RENIER à Basse-Bodeux [24, p. 196], à 10 km au Sud, semble être un ultime témoin.

D'autre part, la nature des sédiments marins crétacés, essentiellement crayeux, donc non détritiques, s'oppose à celle des sédiments sableux de l'Oligocène. Elle peut indiquer un rivage plus éloigné au Crétacé, ou encore — et c'est vraisemblablement le cas ici —, une côte crétacée ne fournissant plus ou presque plus d'éléments détritiques, parce que pénéplanée ou proche de la pénéplanation, côte sur laquelle, par conséquent, une transgression progressera rapidement. Toutefois on peut encore, suivant le principe de la rhexistasie, faire appel à un climat différent. Il nous paraît douteux cependant que ce facteur seul puisse justifier la nature très différente des sédiments, car le climat de l'Oligocène était encore relativement chaud, et par conséquent assez voisin de celui du Crétacé.

Au sujet de la transgression chattienne, précisons néanmoins que, contrairement à l'avis récemment exprimé par R. MARÉCHAL [20], nous ne pensons pas qu'elle se soit arrêtée *au pied* de la crête des Hautes-Fagnes : la présence de glauconie, signalée par G. BAECKEROOT, dans le lambeau tertiaire de Cokaifagne [3] montre que la mer a atteint le milieu du versant nord au Tertiaire. Jusqu'à plus ample informé on doit admettre, à notre avis, avec P. BOURGUIGNON [4], qu'elle s'est étendue au moins sur le plateau des Hautes-Fagnes. Il n'y a donc aucune difficulté, pensons-nous, à admettre qu'elle a pu atteindre la vallée du Roannay, qui lui fait suite au Sud, et aussi, à l'Ouest, la Famenne, proche des bandes calcaires du Condroz où sont conservés, dans des poches de dissolution, des sables considérés comme oligocènes. Mais il est autrement difficile d'admettre, avec M. STEVENS cette fois, que les dépressions actuelles de la Famenne et du Roannay, ainsi que celle de Theux, existaient à l'Oligocène, qu'elles ont ainsi été emplies sur des dizaines, voire des centaines de mètres de sables de cet étage, sables dont il ne serait rien resté ⁽¹⁾, et que les niveaux d'aplanissement y observés soient pré-oligocènes.

(1) Il y a bien des sables à Theux, mais uniquement dans des poches de dissolution, et de ce fait, évidemment, hors cause.

Il s'agit, dans les trois cas ci-dessus (1), de dépressions typiquement subséquentes, développées dans des terrains plus tendres que ceux d'alentour, et semblables par exemple, de ce fait, à celles correspondant aux synclinaux calcaires du Condroz.

Si l'on se base sur la restitution habituelle de la surface de de base de l'Oligocène [11; 18, fig. 5; 20, fig. 83], cette base passerait à Theux vers 350 m, soit à plus de 100 m au-dessus du niveau d'aplanissement le plus bas (à 235 m). Au Roannay, M. STEVENS lui-même admet [31, p. 119] environ 300 m de sables. Dans la Famenne, si l'on se base sur la différence entre le plus haut lambeau de terrasse observé (2) et les crêtes du Condroz voisines on arrive à quelque 75 m.

Les difficultés sont les suivantes :

a) On ne connaît aucun reste de ces sables, dont le tonnage total était énorme et qui, se trouvant plus ou moins abrités dans des dépressions, y avaient plus de chance d'échapper au moins en partie aux érosions subséquentes. Or, si les niveaux d'aplanissement préexistaient, comment se fait-il qu'ils aient pu être si parfaitement nettoyés ? Comment, au bord interne de ces niveaux, là où ils passent à l'abrupt supérieur, ne connaît-on pas localement de dépôts conservés ?

b) Les niveaux d'aplanissement de la dépression de Theux, par exemple, ne diffèrent nullement de ceux situés au-dessus ou en dehors de la dépression, et certains se poursuivent au-delà de celle-ci, par exemple (fig. 2) le niveau de 290-300 m, qui nivelle la crête transversale de Famennien supérieur de Theux, puis la crête de Dévonien inférieur marquant la limite nord de la dépression, et se retrouve ensuite dans la vallée de la Vesdre. Pourquoi dès lors distinguer des autres les niveaux d'aplanissement de la dépression, et ce, au point de vue âge comme au point de vue origine ?

c) Si des dépressions de ce genre ont été remplies de la sorte et nivelées par les dépôts de la transgression oligocène, comment se fait-il qu'elles aient été déblayées par des rivières *vers lesquelles* les niveaux d'aplanissement supposés anciens mon-

(1) Ainsi que pour la Fagne de Mariembourg, citée aussi par M. STEVENS, et qui n'est que le prolongement de la Famenne à l'Ouest de la Meuse.

(2) Nous avons supposé que M. STEVENS, pour ses dépressions pré-oligocènes, excluait les parties des dépressions actuelles situées en dessous du niveau des plus hautes terrasses fluviales.

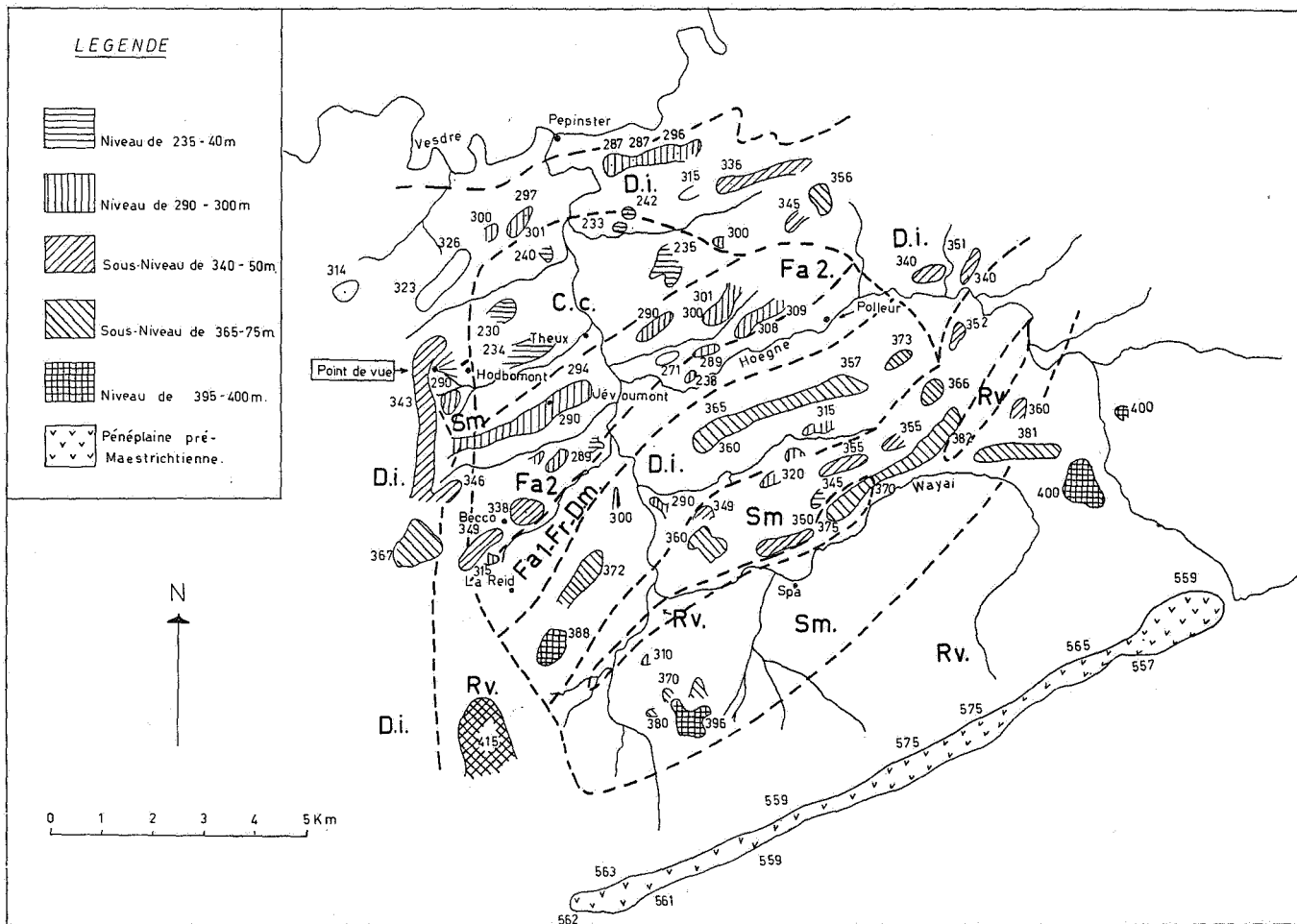


FIG. 2. — Niveaux d'aplanissement dans la région de la Fenêtre de Theux, d'après P. Macar [19, fig. 7].

trent en plusieurs points une disposition étagée (voir par exemple, à la figure 2, dans la Fenêtre de Theux, la crête de Becco et celle au Sud de la Reid).

Cette disposition doit faire supposer que la rivière a repris le cours de la rivière ancienne, pré-oligocène, qui avait contribué au façonnement des niveaux d'aplanissement. Étrange surimposition que celle qui ramène ainsi, exactement, la situation antérieure !

d) Un dernier argument, enfin : on ne connaît aucune dépression analogue, qui n'ait pas été déblayée, qui soit encore remplie de sédiments tertiaires ⁽¹⁾.

Mais cet argument nécessite une discussion. En effet, M. STEVENS affirme à plusieurs reprises le contraire [31, p. 119; 28, p. 333; 29, p. 290] et considère même l'existence de telles dépressions comme un « fait établi », citant Boncelles et le Sart-Tilman [28, p. 333] comme exemples.

Si nous comprenons bien la pensée de M. STEVENS, il se base sur le fait que, au passage du substratum au dépôt, la surface topographique ne subit aucune modification de gradient. « S'il en est ainsi », conclut-il, « c'est que le lambeau tertiaire est logé dans une dépression ». A son avis, il faudrait, semble-t-il, une accentuation de la pente au passage du substratum au lambeau tertiaire, pour montrer que celui-ci est « perché » au-dessus de ce substratum.

Nous pensons au contraire que, partout où le contact sable-substratum se présente à un endroit où les pentes sont nettes, on doit s'attendre à voir une diminution de cette pente sur le sable et ce, que le lambeau sableux repose à la surface du substratum (fig. 3, a) ou y occupe une dépression (fig. 3, b). Ceci en raison de la moindre résistance du sable à l'érosion. Si le contact se trouve à la surface à pente plus faible du plateau, les différences de pentes doivent être très faibles à notre avis, le lambeau sableux, qui est peu épais, se terminant en un biseau aigu là où il repose sur le substratum (fig. 3, c). Ou encore (fig. 3, d), aucune différence de pente ne distingue sables et substratum, là où tous deux sont recoupés par une même surface d'érosion postérieure.

(1) Non compris, cela va sans dire, les poches dues à la dissolution dans le calcaire.

Quoi qu'il en soit, comme l'a observé M. STEVENS, la carte topographique ne montre pas — du moins en général — de différence de pente nette aux confins du lambeau sableux Boncelles-Sart-Tilman ⁽¹⁾.

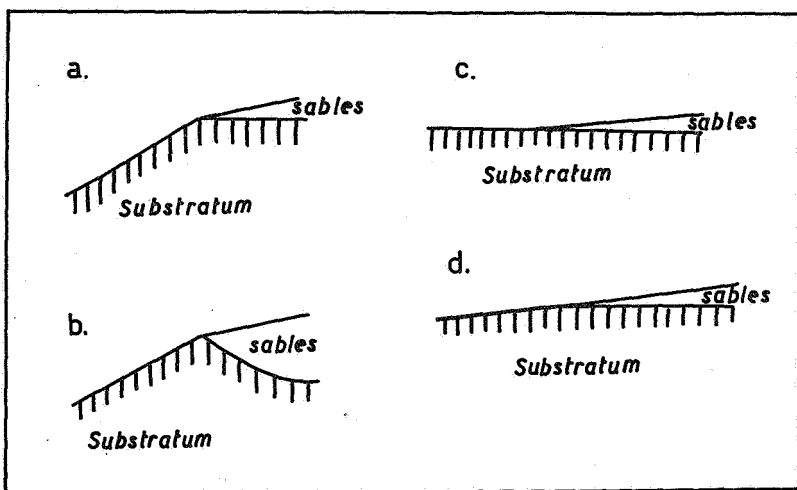


FIG. 3. — Contacts schématiques entre un lambeau sableux et son substratum.

a et *b* sur versant à pente nette, le lambeau reposant sur le substratum (*a*), ou y occupant une poche (*b*); *c* et *d* sur le plateau, le lambeau se terminant en biseau (*c*) ou recoupé, comme le substratum, par une surface d'érosion postérieure (*d*).

Mais, à l'intérieur de ce lambeau, on connaît plusieurs points où soit le substratum ⁽²⁾, soit une couche de silex, dernier reste du Crétacé surmontant directement le substratum ⁽³⁾, ont été atteints sous les sables oligocènes. Un de ces points se trouve pratiquement au centre du lambeau (sablière du Sart-Haguet).

(1) La limite du lambeau n'est pas tracée avec précision, vu le manque d'affleurements. Elle coïncide en certains points (voir fig. 4) avec une accentuation de la pente vers le bas (comme prévu ci-dessus). Les têtes de ravins entamant le plateau ont tous des versants à pente assez faible.

(2) Sablière de Sart-Haguet [11, p. B 279], sondage au lieu-dit Aux Trixhes (carte géologique au 40.000^e), carrière Debatty (levé récent).

(3) Sablière au Nord de Sart-Tilman [11, pp. B 281 et 282], sondage à proximité [15, p. B 231] et, d'après la carte géologique au 40.000^e, carrière, à l'Est de Les Gonhis.

Tous ont rencontré la base des sables oligocènes à faible profondeur, et on peut affirmer que le substratum s'y trouve à une cote analogue à celle qu'il présente au voisinage sur le plateau en dehors du lambeau. La figure 4 ⁽¹⁾ groupe les données ci-dessus et montre l'allure de la base des sables ⁽²⁾.

Enfin, les sablières décrites montrent des couches à très faible pente vers le Nord [2, p. 187; 11, p. B 279]; il n'y a, là non plus, aucun indice de remplissage d'un creux.

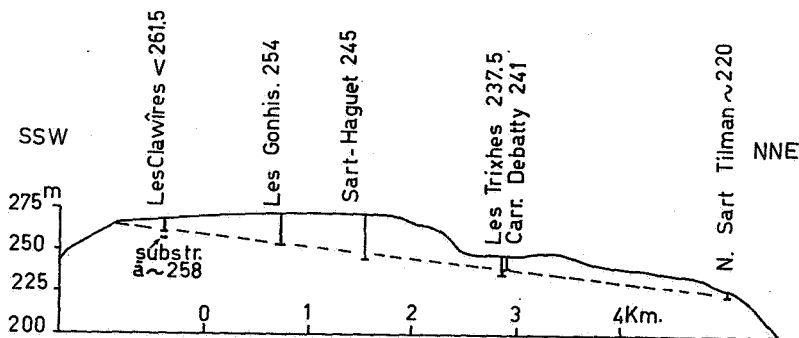


FIG. 4. — Coupe longitudinale du lambeau sableux de Boncelles-Sart-Tilman, donnant les points du contact avec le substratum, points projetés sur la coupe parallèlement aux lignes de niveau de la surface de base du Chattien.

Ajoutons que, dans le lambeau sableux de Beaufays, un puits figuré sur la carte géologique renseigne également une faible épaisseur de sable (4 m) reposant sur du Crétacé. En outre la présence ⁽³⁾ sous le sable tertiaire, à Boncelles et Beaufays, de un à quelques mètres seulement de Crétacé, démontre

(1) Qui donne une coupe suivant l'allongement du lambeau, avec projection des points de base parallèlement aux lignes de niveau de la base de l'Oligocène dans la région.

(2) On voit que deux replats, l'un vers 270-275 m, l'autre vers 245-250 m, nivellent des parties du lambeau. Ils correspondent à des niveaux d'aplanissement dont d'autres éléments, dans la région, rabotent uniquement le substratum primaire. Le fait que ces niveaux nivellent ici les sables montre évidemment qu'ils sont d'âge post-chattien. D'autre part, l'allure régulière de la base du lambeau sableux montre qu'on ne peut considérer les deux replats comme des fragments d'une même pénéplaine déformée.

(3) Dans les trois seuls points où leur base peut être observée.

que le Crétacé non plus n'y est pas conservé en dépression. Tout ceci indique qu'on ne peut vraiment que conserver les idées anciennes, classiques, sur la disposition des restes secondaires et tertiaires de cette région : sauf en cas de remaniement postérieur par la dissolution du calcaire sous-jacent, ils reposent *sur* un substratum paléozoïque, à pente faible (et nous ajouterons : régulière) vers le Nord.

En aucun lambeau analogue, on n'a signalé de sondage ou de puits qui pourrait faire supposer l'existence d'un creux. On est donc autorisé à considérer qu'il s'agit d'une règle générale, et l'argument que nous avons avancé dans le *littera d* ci-dessus est dûment établi.

Il nous reste à présent à envisager la question de l'âge de la pénéplaine qui couvre le plateau des Hautes-Fagnes.

Pour M. STEVENS, l'âge pré-maestrichtien, voire même pré-chattien qui a pu être attribué à la pénéplaine qui semble couvrir le sommet des Hautes-Fagnes est beaucoup trop ancien. Dans un article récent [32, p. 5], il précise même que, commencée au Miocène, l'élaboration de cette pénéplaine ne s'est terminée que bien plus tard, à la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire.

Parmi les arguments que M. STEVENS présente à l'appui de sa thèse, les dépôts du Rosier dans la Fagne de Spa semblent avoir une grande importance [27, p. 21; 27, p. 259; 32, p. 4]. Ces dépôts ont été recoupés par un puits dont M. A. GROSJEAN a consigné, à l'époque du creusement, la description la plus détaillée possible [26, pp. 17 et 18].

Peu après, l'un de nous (P. M.) a visité les lieux et a pu observer, à travers les palplanches, les 4 premiers mètres du puits, le reste étant sous eau. On peut résumer comme suit la coupe résultant des deux relevés :

a) Du voisinage du sol à 5,30 m au moins, coupe subcontinue ⁽¹⁾ montrant une argile de couleur grise ou verte contenant des silex, d'abord rares et en éclats, puis en rognons à faces éclatées et, à la base, empilement de gros rognons quasi jointifs, emballés dans l'argile verte et atteignant jusqu'à 50 cm.

(1) Observations de 1 à 1,50 m et de 4,30 à 5,30 m par A. GROSJEAN, du sommet environ à 4 m par P. MACAR.

b) De 7 à 8,50 m, un sable fin argileux passe vers le bas à un sable graveleux et à un gravier.

c) Ce sable repose directement sur un cailloutis mal roulé, à éléments pugilaires, avec quelques cailloux céphalaires, emballé dans un sable grossier et cimenté localement et qui contient des quartzites reviniens et des grès très altérés.

A 9,35 m la roche en place n'est pas atteinte.

Les sables du Rosier ont été analysés par I. DE MAGNÉE et l'un de nous [7] puis, en même temps qu'un grand nombre d'autres sables du plateau et de ses environs, par P. BOURGUIGNON [4].

Nous avons condensé en un tableau toutes les données fournies par ce dernier.

	Sable du Rosier.	Sables d'origine locale.	Sables marins oligocènes.	Sable marin crétaocé.
	—	—	—	—
Minéraux denses :				
Zircon	71	71-97	35-60	81
Rutile	13	1-23	14-30	13
Tourmaline	9	1-15	4-35	1
Disthène	2	—	1-9	—
Andalousite	2	—	1-10	—
Staurotide	3	—	tr.-4	—
Topaze	—	—	tr.-12	—
Dahlite	—	—	—	5
Opaques	28	2-54	8-54	18
Morphoscopie :				
Non usés	70	100	11-30	—
Émoussés luisants	30	—	70-89	—
Granulométrie : Médiane	0,155 mm	0,080-	0,170-	—
		0,750 mm	0,510 mm	
Indice d'hétérométrie (A. CAILLEUX).	0,50	0,45-0,84	0,20-0,38	—
Fraction limoneuse (2-50 μ)	11 %	—	0,1 %	—

Considérant, d'une part, la présence des minéraux denses des sables marins, et, d'autre part, la proportion importante de grains de sable non usés et le fort indice d'hétérométrie (bien que celui-ci soit influencé par la valeur faible de la médiane), P. BOURGUIGNON conclut [4, p. B 227] à l'origine mixte (fluvio-marine) ou remaniée des sables du Rosier. La proportion de limon et, dans une mesure moindre, le grand pourcentage de

zircon confirment cette interprétation. L'association des minéraux lourds et, à un moindre degré, l'absence de dahllite s'opposent à un âge crétacé.

Au point de vue du relief, il est un point important qui n'a pas jusqu'ici été souligné, du moins à notre connaissance. C'est que le dépôt du Rosier se trouve pratiquement au pied d'une pente nette de la crête de la Vecquée, pente d'environ 10 m sur 500 m, et qui se fait vers l'Ouest, tandis qu'au-delà, le terrain, d'abord plat sur une centaine de mètres, se relève ensuite lentement, d'environ 5 m sur 1 km. Les pentes ci-dessus sont déterminées d'après la carte topographique, mais l'allure a été vérifiée sur le terrain et les photos aériennes. On peut donc parler du « Col du Rosier ». Le fond du col s'étend, à peu près plat, sur au moins 100 m dans la direction (N.-N.-W.) transversale à la crête. Par conséquent, on ne peut considérer le col comme dû à l'intersection des deux ravins, d'ailleurs à peine esquissés, qui prennent naissance à ses deux extrémités, de part et d'autre de la crête.

Cette disposition topographique indique une dépression plus ancienne. Notons que celle-ci affecte le Paléozoïque et non uniquement les dépôts plus récents : en effet, de part et d'autre, la carte géologique à 1/40.000^e mentionne, sur la crête, des débris de Revinien à une altitude supérieure à celle du col.

Cette dépression ancienne, l'épaisseur des dépôts observés dans le puits et enfin l'origine, soit fluvio-marine, soit remaniée que suggère l'analyse sédimentologique des sables du Rosier, nous conduisent à deux hypothèses :

Où les sables sont fluvio-marins : il s'agit alors d'un dépôt d'estuaire, amené en partie par la mer chattienne dans une vallée préexistante et préservé ensuite, ainsi d'ailleurs que les galets sous-jacents, parce qu'il se trouvait là en position abritée.

Où les sables sont remaniés : il s'agit alors, vu leur localisation, de sables fluviatiles, formés en partie aux dépens de sables marins chattiens et amenés là par une rivière plus récente, actuellement disparue.

Dans la première hypothèse, la dépression est antérieure à la transgression chattienne, dans la seconde elle lui est postérieure.

La première hypothèse trouve un appui dans les considérations suivantes.

Une disposition topographique analogue, mais avec une dépression plus marquée, existe plus à l'Est, à Hockai, et on y a trouvé, comme au Rosier, des galets sous l'argile à silex ⁽¹⁾, mais là, sans sables intermédiaires.

Or, d'un côté comme de l'autre, aucun silex n'a été signalé parmi les galets ⁽²⁾.

A première vue, ceci indique qu'ils sont antérieurs à l'existence de silex dans la région.

En effet, des débris de silex apparaissent en de nombreux points de la crête des Hautes-Fagnes. Ils sont inclus dans une argile et ont sans doute, comme le note le major STEVENS pour le dépôt du Rosier, été remaniés et déplacés par la solifluction. Mais vu la position culminante de la crête, qui, partout sauf à Hockai ⁽³⁾, se trouve loin de tout relief plus élevé, ces silex n'ont pu être déplacés de beaucoup de leur position originelle. Par conséquent, ils restent bien, comme d'ailleurs on l'a toujours admis, les témoins de bancs de craie (ou de tuffeau) à silex ayant recouvert la crête des Hautes-Fagnes, puis dont les silex se sont, avec l'argile, concentrés sous forme de dépôt résiduel.

Dès lors, il paraît difficile de concevoir qu'au Rosier, un conglomérat à éléments mal roulés, donc d'origine peu lointaine, ne contienne pas de représentants des éléments durs qui, au moment de sa formation, affleuraient à proximité et un peu au-dessus, et, en outre, se prolongeaient vers l'amont (car, comme on l'a vu, les silex se retrouvent au Sud de la crête des Hautes-Fagnes et vraisemblablement jusque'à 10 km au Sud).

Le conglomérat basal du puits du Rosier, comme d'ailleurs son congénère de Hockai, doit donc, dans cette hypothèse, être pré-maestrichtien, puisque les silex contiennent des fossiles datant au moins de cet étage [8]. Il correspond donc, soit au poudingue de base de la transgression crétacée, ou plutôt, vu l'état mal roulé de ses éléments, à un dépôt continental

(1) Observation de G. DEWALQUE en 1898, vérifiée par l'un de nous (P. M.) en 1945, dans la tranchée de chemin de fer de Hockai.

(2) DEWALQUE [8] ne signale que des quartzites dans le conglomérat de Hockai, tandis que A. RENIER [24, p. 184] insiste sur l'absence de silex. Sans avoir recherché particulièrement ceux-ci, P. MACAR n'en a pas observé en 1945.

(3) Où la crête est dominée vers l'Est par le massif de la Baraque Michel, d'où pourraient provenir les silex observés à Hockai, mais non ceux, et ils sont nombreux, situés à l'Ouest de la dépression de Hockai.

encore plus ancien, mais évidemment posthercynien, étant donné sa localisation dans le fond d'une vallée.

Nos conclusions, sur ce point, ne font en somme que reprendre celles du major STEVENS [26, p. 21].

Si l'on admet la seconde hypothèse, d'une rivière postérieure à la transgression chattienne, il faut justifier de l'absence de silex dans les cailloutis du fond de la vallée, puisque ce dernier est alors beaucoup plus récent que le Maestrichtien. Peut-être l'existence, après le Chattien, d'un climat chaud, ayant produit une altération chimique intense, pourrait-elle expliquer le phénomène. En effet, l'un de nous (J. A.) a pu observer au Congo qu'en milieu intertropical, des roches silicifiées (« les grès polymorphes ») peuvent être altérés et disparaître de la plaine alluviale, tandis que les fragments de ces roches qui affleurent sur le versant sont, vu leur masse (20 cm de diamètre, au moins), laissés en place par le ruissellement. Or, on a signalé [12, 1, 3] des vestiges de climat assez semblable en Ardenne, climat que l'on date du Néogène, c'est-à-dire de l'époque durant laquelle doit s'être produit, dans cette seconde hypothèse (après le Chattien et avant les solifluctions quaternaires, ainsi qu'on va le voir), le dépôt du cailloutis.

Des deux, toutefois, la première explication nous paraît la plus satisfaisante.

La position des silex des Hautes-Fagnes, éparpillés sur une bonne partie de la crête de la Vecquée et, comme dit ci-dessus, ne pouvant en général venir de loin, nous fait admettre (avec d'autres d'ailleurs) que le sommet subhorizontal de cette crête représente un élément de la pénéplaine pré-maestrichtienne. Les autres données à l'appui de cette thèse ont déjà été données précédemment par l'un de nous [18].

Les idées développées ci-dessus dans la première hypothèse, à propos de l'âge du conglomérat du Rosier, ne changent sans doute rien à cette conception. On a tout simplement ici, dans ce cas, une situation analogue à celle qui existe dans le bassin de Mons, où, sous la surface de base du Crétacé marin on retrouve, nichés notamment dans des vallées d'érosion, des sables et cailloutis wealdiens, et aussi sans doute à Cons-la-Grandville, où A. PISSART a fait récemment l'étude détaillée [21] d'un conglomérat qu'il considère aussi ⁽¹⁾ comme niché dans une dépression sous la pénéplaine posthercynienne.

(1) Renseignement inédit qu'il nous autorise aimablement à mentionner.

Dans la suite, la dépression aurait été en partie déblayée, peut-être par la mer chattienne, et celle-ci y aurait en tous cas déposé les sables — supposés estuariens — du Rosier.

Sans doute serait-il plus simple de supposer tout bonnement que ces sables sont crétacés ⁽¹⁾, et ainsi, eux aussi, antérieurs aux silex qui les surmontent. Mais, comme dit ci-dessus, l'analyse des minéraux lourds s'inscrit nettement contre cette assimilation et, en l'absence de fossiles, nous estimons devoir, dans l'état actuel des connaissances, faire confiance à ce critère.

Une autre hypothèse, suggérée par A. GROSJEAN [26, p. 20], est que ces sables — chattiens — seraient descendus dans une poche de dissolution de la craie maestrichtienne. Il faut, dans ce cas, que la craie soit descendue ici jusqu'au niveau de ces sables au moins, emplissant donc la dépression préexistante, et que les sables, déposés originellement au-dessus des couches de silex ⁽²⁾, aient ensuite passé complètement entre ces derniers, et sans s'y mélanger, puisqu'aucun silex ne s'observe ni sous, ni dans les sables. La seconde condition nous paraît extrêmement difficile à admettre, d'autant plus que le sable passe à du gravier et qu'on ne voit pas comment un gravier aurait pu se former de cette façon.

Nous pensons au contraire que les silex qui recouvrent les sables, et qui sont tous emballés dans une matrice argileuse, ont été amenés ici à partir d'un niveau supérieur, par solifluction. Les éclats de silex de la partie supérieure du dépôt, les faces éclatées des grands silex situés plus bas sont le résultat d'une gélivation prononcée, qui ne s'est produite qu'au Quaternaire. Comme les grands silex à faces éclatées apparaissent à 4,30 m de profondeur et que l'alternance des gels et dégels, vraisemblablement nécessaire pour produire l'éclatement, ne descend pas, en général, jusque là ⁽³⁾, on est amené à supposer qu'il y a eu déplacement latéral, coulée de solifluction entraînant ces silex de plus haut (ainsi d'ailleurs que les rognons de la base, non éclatés) et leur permettant de descendre sous la zone normale d'éclatement.

(1) L'idée a déjà été suggérée par P. BOURGUIGNON [5, p. B 432].

(2) A moins de supposer que ces couches ont été détruites à cet endroit avant l'arrivée de la mer chattienne. Mais autant supposer alors que la craie aussi y a disparu, et l'on retombe sur notre seconde hypothèse.

(3) La zone affectée est mesurée au plus par la profondeur atteinte en été par le mollisol (voir à ce sujet [33], p. M 22).

Nous pensons donc que toute l'argile à silex s'est ici mise en place au cours du Quaternaire, par glissement solifluidal à partir des altitudes plus élevées situées immédiatement à l'Est.

Notre interprétation diffère radicalement de celle du major STEVENS sur le point suivant. Il écrit : « Le fait de rencontrer des sables chattiens sous la pénéplaine indique que cette pénéplaine est d'un âge plus récent » [26, p. 18]. Mais précisément, il n'y a aucun indice, à notre avis, que ces sables se trouvent en dessous de la pénéplaine. Au contraire, l'étude détaillée du gisement nous conduit à deux hypothèses et, dans toutes deux, il s'agit de sédiments déposés dans une dépression formée (2^e hypothèse) ou dégagée à nouveau (1^{re} hypothèse) postérieurement à la pénéplanation (pour nous, ici, pré-maestrichtienne). Dans les deux cas, par conséquent, la pénéplaine avait disparu à cet endroit au moment du dépôt des sables.

De toute façon, même en tenant compte de toutes les possibilités d'interprétation, nous ne voyons au Rosier aucun indice positif en faveur d'une pénéplanation postérieure à l'Oligocène. Si on adopte l'une de nos deux hypothèses, il n'y a même là aucun indice d'une pénéplanation chattiennne, puisque les sables chattiens existent uniquement à une altitude inférieure à celle de la pénéplaine. Seul subsiste, comme dit ci-dessus, l'attribution de la crête des Hautes-Fagnes à une surface d'érosion pré-maestrichtienne.

A propos d'une pénéplanation fin tertiaire, on peut encore faire observer que trois travaux récents, écrits par des chercheurs appartenant à des écoles très différentes [13, 1, 20], arrivent tous trois à la conclusion que le relief de la Haute-Belgique s'est profondément différencié au cours d'une période que nous pourrions appeler, avec une certaine approximation, la seconde moitié du Tertiaire. Il existe évidemment des différences dans la reconstitution de la topographie pré-quaternaire, mais les trois auteurs s'accordent pour attribuer à cette dernière des caractères incompatibles avec la morphologie de climat périglaciaire ou tempéré du Pléistocène. On y trouve des surfaces d'aplanissement emboîtées et d'assez grande extension, qui ont gardé les traces d'une altération chimique profonde, tandis que dans le ou les niveaux inférieurs, apparaissent des phénomènes de silicification superficielle, ayant notamment affecté les calcaires. Les lambeaux de ces surfaces d'aplanisse-

ment, type de relief commun sous les climats relativement chauds et à saison sèche, constituent en quelque sorte les derniers vestiges des « vallées » néogènes que M. STEVENS désirerait trouver en Ardenne.

Sauf exception, les plaines alluviales ont disparu par érosion, et leurs dépôts ont dû être enlevés d'autant plus aisément que, dérivant de sols de décomposition chimique, dans une région de relief faible, ils devaient être de granulométrie fine. Seuls subsistent donc, en général, des lambeaux de surface développés en fonction de ces plaines alluviales, avec celles-ci comme niveau de base. Parfois cependant des dépôts de la fin du Tertiaire ou de l'extrême début du Quaternaire ont été conservés, en raison notamment des conditions climatiques plus favorables (altération moindre, silicifications) permettant le dépôt d'alluvions à cailloux siliceux. On les retrouve localement en des endroits particuliers : graviers liégeois près de l'embouchure de l'Ourthe [21], dépôt du Pafy près de Laroche [13, p. 279] (1). Ce sont les seuls lambeaux de terrasse « tertiaires » actuellement connus.

Il est très possible que les niveaux d'aplanissement et les terrasses ci-dessus soient en relation avec les mouvements des mers néogènes. Toutefois il n'est pas démontré que, comme le postule le major STEVENS, les régressions pliocènes et miocènes ont dû former des terrasses en Ardenne. En effet, leur formation exige une stabilité du niveau de base, donc du rivage, suffisamment longue pour que la plaine alluviale des rivières ait pu s'étendre jusque-là. Au préalable, le déclenchement de l'érosion verticale qui a précédé la formation d'une plaine alluviale nouvelle exige une pente suffisante de la surface exondée. Il n'est pas démontré que ces deux conditions ont été remplies.

Il faut en outre tenir compte des variations du climat, qui ont pu être principalement ou même entièrement responsables du dégagement ou de la formation de certains niveaux d'érosion.

Dans l'état actuel des connaissances, la recherche d'une corrélation éventuelle entre niveaux d'aplanissement et mouvements des mers néogènes apparaît prématurée.

Juin 1960.

(1) Et aussi, d'après des recherches en cours d'A. PISSART, en certains endroits du Sud de l'Ardenne.

BIBLIOGRAPHIE.

1. ALEXANDRE, J., 1958, La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaire de l'Ardenne centrale et ses enseignements. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXI, pp. M 343-423, 13 fig.)
2. ANCION, CH. et VAN LECKWILCK, W., 1947, Les sables de la région de Liège. (*Congrès du Centenaire de l'A.I.Lg.*, vol. Géologie, pp. 187-191.)
3. BAECKEROOT, G., 1936, Sur la présence de dépôts transgressifs pliocènes sur la Haute-Ardenne. (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 202, pp. 499-501.)
4. BOURGUIGNON, P., 1954, Les sables des Hautes-Fagnes. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXVII, pp. B 201-241.)
5. — 1956, Données nouvelles sur le Crétacé des Hautes-Fagnes. (*Ibid.*, t. LXXIX, pp. B 425-433.)
6. DELARUELLE, J., 1952, Contribution à l'étude géomorphologique de la Fagne et de l'Ardenne à l'Ouest de la Meuse. (*Ibid.*, t. LXXV, pp. B 201-220.)
7. DE MAGNÉE, I. et MACAR, P., 1936, Données nouvelles sur les sables des Hautes-Fagnes. (*Ibid.*, t. LIX, pp. B 263-288.)
8. DEWALQUE, G., 1885, Session extraordinaire à Spa, tenue les 30 et 31 août et 1^{er} septembre 1885. (*Ibid.*, t. XIII, pp. 29-56; v. partie. pp. 35-37.)
9. — Nouvelles observations dans la tranchée de Hockai. (*Ibid.*, t. XXV, pp. 131-133.)
10. FOURMARIER, P., 1922, L'importance de l'affaissement des dépôts tertiaires dans les poches de dissolution du Condroz et des régions voisines. (*Ibid.*, t. XLVI, pp. 237-239.)
11. — Observations sur l'âge des dépôts *Onx* de la Carte géologique au 40.000^e, dans la région de Liège. (*Ibid.*, t. LIV, pp. B 274-287.)
12. GOOSSENS, R., 1956, Les niveaux d'aplanissement du Bassin de la Haute-Amblève. (*Ibid.*, t. LXXIX, pp. B 159-176.)
13. GULLENTOPS, F., 1954, Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. (*Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. XVIII, pp. 123-252.)
14. LORIE, J., 1919, Le diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. XLII, pp. M 221-417.)
15. MACAR, P. et KOLATSCHEVSKY, V., 1935, Quelques analyses granulométriques de sables du Sart-Tilman-lez-Liège. (*Ibid.*, t. LVIII, pp. B 230-237.)
16. MACAR, P., 1938, Contribution à l'étude géomorphologique de l'Ardenne. (*Ibid.*, t. LXI, pp. B 224-237.)
17. — 1949, Pénéplaines et formes connexes du relief. (*Ibid.*, t. LXXII, pp. B 259-277.)
18. — 1954, L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. (*Soc. roy. belge Géogr.*, 78^e année, 33 p.)

19. MACAR, P. et ALEXANDRE, J., 1958, Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tenue à Liège, Trois-Ponts et Laroche du 20 au 23 septembre 1957. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXI, pp. 1-109, 26 fig., 5 pl.)
 20. MARÉCHAL, R., 1958, Contribution à l'étude des terrains superficiels de la région condrusienne. (*Pédologie*, Mém. n° 1, 320 p., 84 fig., 3 cartes.)
 21. PISSART, A., 1959, Premiers résultats de l'étude de la gravière de Consla-Grandville. Un nouveau gîte à kieseloolithes. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXII, pp. B 257-266.)
 22. RAUCQ, P., 1952, Esquisse géomorphologique du Condroz oriental et des régions voisines. (*Ibid.*, t. LXXV, pp. B 221-247.)
 23. RENIER, A., 1902, Le poudingue de Malmédy. Essai géologique. (*Ibid.*, t. XXIX, pp. M 145-223.)
 24. — 1928, Session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 septembre 1925. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. XXXV [1925], pp. 174-249.)
 25. STEVENS, CH., 1938, Le Relief de la Belgique. (*Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. XII, pp. 37-428, 164 fig., 20 pl. hors texte.)
 26. — 1945, L'âge de la pénéplaine des Hautes-Fagnes et les sables du Rosier. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LIII, pp. 15-22.)
 27. 1952, L'âge de la pénéplaine de la Haute-Ardenne. (*Ibid.*, t. LXI, pp. 254-260.)
 28. — 1955, Les relations anciennes de la Meuse lorraine et de l'Oise. (*Ibid.*, t. XLXIV, pp. 331-334.)
 29. — 1958, Le socle des transgressions marines. (*Ibid.*, t. LXVI, pp. 284-300.)
 30. — 1958, Quelques aspects géomorphologiques du Pays de Herve. (*Ibid.*, t. LXVII, pp. 6-12.)
 31. — 1958, L'Ardenne et les niveaux d'aplanissement. (*Ibid.*, t. LXVII, pp. 116-120.)
 32. — 1959, Observations concernant les lambeaux paléozoïques de l'Ardenne. (*Ibid.*, t. LXVIII, pp. 6-11.)
 33. — 1959, Les problèmes de la Gleize et de la Famenne. (*Ibid.*, t. LXVIII, pp. 104-109.)
 34. — 1959, La géomorphologie de Saint-Hubert. (*Ibid.*, t. LXVIII, pp. 152-158.)
 35. VAN LECKWIJCK, W. et MACAR, P., 1949, Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits « Onx » et les terrasses fluviales de la région liégeoise. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXIII, pp. M 3-78.)
-