

Le Hunsrück : un jalon dans l'évolution géomorphologique de la chaîne varisque/*Between Hohes Venn and Schwartzwald, geomorphological investigations in Hunsrück (Rhenish Massif)*  
Francis Huguet

---

Citer ce document / Cite this document :

Huguet Francis. Le Hunsrück : un jalon dans l'évolution géomorphologique de la chaîne varisque/*Between Hohes Venn and Schwartzwald, geomorphological investigations in Hunsrück (Rhenish Massif)*. In: Géomorphologie : relief, processus, environnement, Septembre 1998, vol. 4, n°3. pp. 233-250;

doi : 10.3406/morfo.1998.957

[http://www.persee.fr/doc/morfo\\_1266-5304\\_1998\\_num\\_4\\_3\\_957](http://www.persee.fr/doc/morfo_1266-5304_1998_num_4_3_957)

---

Document généré le 13/06/2016

## Résumé

Résumé Le Hunsriick montre un dispositif étage de type Piedmonttreppe. Les hautes croupes quartzitiques correspondent aux vestiges d'une surface supérieure S1 dominée par des chicots culminants et s'enlevant par des talus francs au-dessus d'une basse surface S2. La surface S1 serait un aplanissement éotertiaire issu d'un réaménagement acyclique de la surface postthercynienne, et S2 un aplanissement cyclique sculpté par la pédimentation à l'Eocène supérieur/Oligocène inférieur en écho de la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine. Le contraste lithologique entre le Taunusquartzit et les schistes a permis le dégagement d'un relief appalachien fruste, tandis que les replats supérieurs de la Moselle (TI) témoigneraient des plus anciennes étapes de la dissection de S2, probablement au Miocène moyen ou supérieur.

## Abstract

Abstract The Hunsriick can be interpreted as a piedmont benchland (Piedmonttreppe). The high quartzitic ridges preserve the remnants of an upper erosion surface S1, dominated by residual summits. S1 is separated from a lower surface S2 by cyclic escarpements. The surface S1 is presumed to derive from the Permo-Triassic pediplain through a cyclic evolution whereas S2 developed by pédimentation during Upper Eocene/Lower Oligocène. The lithological contrast between the Taunusquartzit and the slates produced an incipient form of Appalachian relief. The higher terraces of the Mosel valley (TI) appeared during the oldest stages of valley-deepening, probably during Mid- or Upper Miocene.

# Le Hunsrück : un jalon dans l'évolution géomorphologique de la chaîne varisque

*Between Hohes Venn and Schwartzwald,  
geomorphological investigations in Hunsrück (Rhenish Massif)*

Francis HUGUET\*

## Résumé

Le Hunsrück montre un dispositif étagé de type Piedmonttreppe. Les hautes croupes quartzitiques correspondent aux vestiges d'une surface supérieure S1 dominée par des chicots culminants et s'enlevant par des talus francs au-dessus d'une basse surface S2. La surface S1 serait un aplanissement éotertiaire issu d'un réaménagement acyclique de la surface posthercynienne, et S2 un aplanissement cyclique sculpté par la pédimentation à l'Eocène supérieur/Oligocène inférieur en écho de la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine. Le contraste lithologique entre le Taunusquartzit et les schistes a permis le dégagement d'un relief appalachien fruste, tandis que les replats supérieurs de la Moselle (T1) témoigneraient des plus anciennes étapes de la dissection de S2, probablement au Miocène moyen ou supérieur.

**Mots clés :** Hunsrück, Massif Schisteux Rhénan, Piedmonttreppe, étagement, acyclisme, relief appalachien.

## Abstract

*The Hunsrück can be interpreted as a piedmont benchland (Piedmonttreppe). The high quartzitic ridges preserve the remnants of an upper erosion surface S1, dominated by residual summits. S1 is separated from a lower surface S2 by cyclic escarpements. The surface S1 is presumed to derive from the Permo-Triassic pediplain through a cyclic evolution whereas S2 developed by pedimentation during Upper Eocene/Lower Oligocene. The lithological contrast between the Taunusquartzit and the slates produced an incipient form of Appalachian relief. The higher terraces of the Mosel valley (T1) appeared during the oldest stages of valley-deepening, probably during Mid- or Upper Miocene.*

**Key words:** Hunsrück, Rhenish massif, piedmont benchland, cyclic scarps, acyclism, Appalachian relief.

## Abridged English version

*The Hunsrück, a part of the Rhenish Massif (Variscan highlands), alongside the Ardenne, can be interpreted as a polycyclic piedmont benchland (Piedmonttreppe). The high quartzitic ridges preserve the remnants of an upper erosion surface S1 (quite similar to the upper surface of Hohes Venn and Plateau des Tailles in the Belgian Ardenne), itself dominated by quartzitic monadnocks. A lower surface S2, identical to the mid-Tertiary surface of the Ardenne, the Oesling and the Eifel, occupies lower elevations.*

*The higher surface S1 is presumed to derive from the Permo-Triassic pediplain through acyclic evolution. The lower surface S2 developed by pedimentation, during Upper Eocene/Lower Oligocene, at a time when a semi-arid climate, evidenced by the xeric Vallendar flora of the southern Eifel, prevailed. The renewal of cyclic erosion is linked with updoming*

\*. Centre de Recherches sur l'Espace, les Sociétés et les Cultures (CRESC), Université Paris-Nord, Avenue J.-B. Clément, F 93430 Villetaneuse.

during the first stages of the Alpine orogeny. Intraplate deformation connected with the beginning of Alpine collision during the Pyrenean phase is well documented in the European platform, from the British Isles to Kazakhstan, and proofs of tectonic activity during the Eocene in Saarland, eastern Belgium and the Hunsrück are well known.

The lithological contrast which exists in the Variscan basement complex between Taunusquartzit and slates gave birth to two generations of Appalachian forms: embayments of S2 carved by pedimentation between the upper ridges, and later, deep and narrow Plio-Pleistocene valleys.

The higher terraces of Mosel valley (T1), which are similar to the higher terraces of Oesling, appeared during the first pre-Quaternary stages of valley-deepening, and were probably created by tectonic movements during Mid- or Upper Miocene.

## INTRODUCTION

Symétrique de l'Oesling luxembourgeois par rapport au Golfe du Luxembourg, le Hunsrück est le plus méridional des massifs rhénans. C'est aussi l'un des plus élevés : son point culminant, l'Erbeskopf atteint en effet 816 m d'altitude (tandis que la Haute Ardenne belge ne dépasse pas 694 m au Signal de Botrange). L'intérêt géomorphologique du Hunsrück a été souligné à plusieurs reprises dans la première moitié du siècle. W. M. Davis (1909, p. 591) y voyait l'un des exemples les plus caractéristiques d'une pénélaine dominée par des reliefs résiduels, puis rajeunie : "*the upland between Trèves and the Rhine is one of the best examples of an uplifted penplain that I have seen (...). Here and there it is still surmounted by low, linear eminences, such as the Idarwald and the Soonwald, following the strike of resistant quartzites. These I would call "monadnocks" (...)*". Plus récemment dans son article sur la surface posthercynienne en Europe occidentale, A. Guilcher (1949) a attiré à son tour l'attention sur cette portion du Massif Schisteux rhénan, où les terrains triasiques fossilisent une topographie différenciée. Toutefois l'ouvrage de référence sur le sujet reste la thèse de R. Stickel (1927), qui, le premier, a mis en évidence l'existence d'un dispositif étagé dans cette région, et l'a cartographié. Le Hunsrück montre en effet des crêtes quartzitiques s'enlevant avec vigueur au-dessus d'une surface d'aplanissement d'une grande perfection, tout à fait comparable à la "plate-forme ardennaise" (Baulig, 1926). C'est sur l'intérêt particulier et les implications de ce dispositif étagé culminant que nous nous proposons d'insister ici.

## LE DISPOSITIF ÉTAGÉ CULMINANT

### La haute surface S1 et les reliefs culminants associés

Situées entre la vallée de la Moselle au nord et le bassin sarrois au sud, les hauteurs du Hunsrück ont assez fière allure quand on les aborde en venant de Trèves et de la vallée de la Moselle. Il ne s'agit pas d'un unique plateau, mais d'une succession de croupes massives et d'étroits sillons. On rencontre ainsi au nord-ouest l'Osburgerwald qui domine directement la vallée de la Moselle, au centre l'Idarwald (ou Hochwald), qui porte le point culminant du massif, l'Erbeskopf (816 m) et plus loin en direction du sud-est, le Soonwald, en dehors des limites de notre étude. On insistera ici sur la partie du massif comprise entre la vallée de la Moselle et Idar-Oberstein.

Ces hautes croupes (fig.1) dérivent d'une topographie culminante plane qui est dominée par des reliefs résiduels de quelques dizaines de mètres d'énergie pour les plus modestes, comme le Ruppelstein ou le Sandkopf, de plus de 100 m pour les plus élevés

comme l'Erbeskopf. Ce dispositif s'observe dans les meilleures conditions à 3,5 km au sud-est de l'Erbeskopf, au lieu-dit Oberstein, où l'isohypse 700 m circonscrit un élément de plateau, long de 750 m et parfaitement plan (fig. 2A). Au nord-ouest du Hochwald, se dressent des buttes issues de la dissection de cette haute surface, le Ranzenkopf (657 m) à 8 km environ au sud de Bernkastel-Kues ainsi que le Hohe Würzel (669 m) et le Rösterkopf (708 m) à l'ouest d'Hermeskeil. La figure 3 suggère que la butte du Rösterkopf n'est pas seulement une butte procédant de la dissection de la surface supérieure, mais porte un petit relief résiduel s'enlevant légèrement au-dessus du plan de cette surface.

Dans une région de socle où une topographie plane ne peut revêtir de signification structurale, il ne fait pas de doute que nous sommes ici, comme en haute Ardenne, en présence de vestiges d'une **haute surface d'aplanissement**, que nous conviendrons d'appeler S1.

### **La basse surface S2 est un élément de la plate-forme ardennaise**

En contrebas de la surface S1, se développe une surface inférieure de grande extension géographique, dont la planéité et la perfection ont été maintes fois soulignées (Baulig, 1926 ; Baeckeroot, 1942 ; Macar, 1954). C'est la "plate-forme ardennaise" des auteurs, particulièrement bien venue dans l'Oesling luxembourgeois et en Eifel. Omniprésente dans le paysage, cette basse surface S2 ceinture les vestiges épargnés de la haute surface S1, tant du côté sarrois que du côté mosellan. Ainsi, entre la vallée de la Moselle et la crête du Hochwald (fig. 1), on l'observe sur une dizaine de kilomètres à des altitudes généralement comprises entre 500 et 540 m, particulièrement bien venue aux alentours de Rorodt et de Guthental, où la Hunsrück Hohenstrasse offre de remarquables belvédères. Dans la région de Birkenfeld et d'Idar-Oberstein au sud-est du Hochwald, on la retrouve, un peu plus dégradée toutefois, tronquant les formations volcano-détritiques du Permien sarrois. Des reliefs résiduels liés à des contrastes lithologiques au sein des laves se dressent au-dessus de son plan, comme les hauteurs du Feldberg et de Starfelsen (563 m) au nord de Baumholder (fig.1 et fig.3).

Les hauteurs culminantes du Hochwald sont le plus souvent séparées par d'étroites vallées et d'étroits sillons, comme entre le Steinkopf et le Sandkopf, ou encore entre la crête Röderberg-Bromerkopf et la crête de l'Erbeskopf. Mais entre l'Idarwald et les crêtes qui dominent Idar-Oberstein, la vallée de l'Allenbach aux environs de Kempfeld et de Sensweiler mérite une mention particulière (fig.2C). En effet, cette vallée montre vers 520-540 m d'altitude les vestiges d'une banquette large de plus de 2 km, incisée par l'Idarbach. Ce dispositif topographique autorise à y voir un élément de S2 entre les hautes croupes portant l'aplanissement culminant S1.

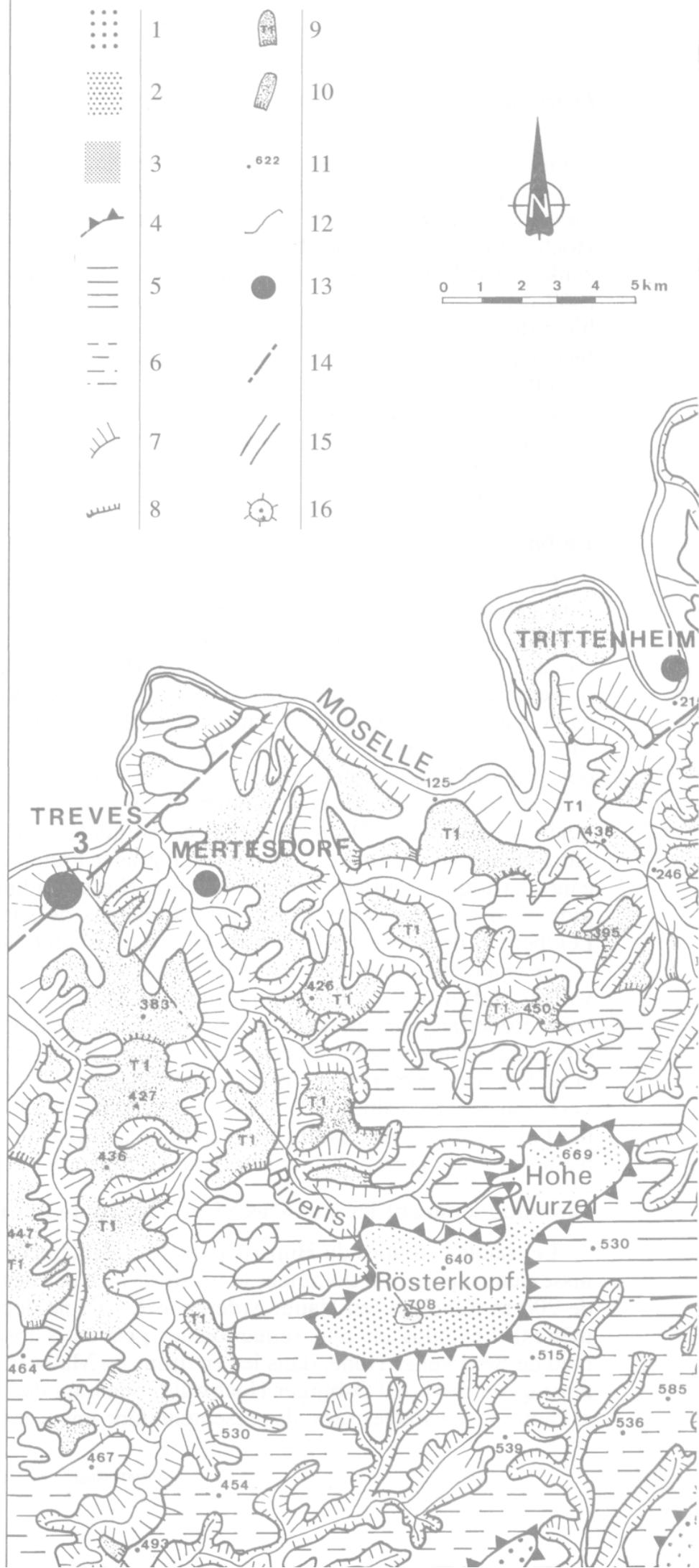
### **Les talus séparant les surfaces S1 et S2 sont de nature cyclique**

Les hautes croupes du Hunsrück, incontestablement tronquées par la surface d'aplanissement supérieure, dominant la basse surface par des talus vigoureux (fig.1), de près de 200 m d'énergie (en Haute Ardenne belge ils ne dépassent pas une cinquantaine de mètres). Les talus les plus remarquables peuvent s'observer au nord de l'Idarwald, au pied de Sensweiler Höhe, dans les environs de Malborn, de Deuselbach et de Morbach, ainsi qu'au nord de l'Osburger Hochwald. Séparant deux surfaces d'aplanissement l'une et l'autre bien caractérisées, ils présentent donc une signification cyclique incontestable :

en effet, ils ne correspondent pas au tracé de failles connues, ce qui permet d'écartier l'hypothèse d'une même surface dénivelée par faille. Toutefois, ils sont le plus souvent calés sur les limites d'affleurement du Taunus-quartzit. Cette double signification, cyclique et lithologique, des talus s'explique aisément par le grand contraste de dureté opposant schistes et quartzites. Le talus, si l'évolution est suffisamment longue, vient se caler sur la limite lithologique. Dans la perspective de géomorphologie historique adoptée ici, la

**Fig 1 – Carte géomorphologique du Hunsrück.** 1 : surface éotertiaire S1 ; 2 : élément dérivé de S1 ; 3 : relief résiduel associé à S1 ; 4 : talus cyclique séparant S1 de S2 ; 5 : surface mésotertiaire S2 ; 6 : élément dérivé de S2 ; 7 : versants issus des dissections postérieures à S2 ; 8 : talus de vallée polycyclique ; 9 : banquette apparue lors des plus anciennes dissections de S2 ; 10 : terrasse ou replat quaternaire ; 11 : point coté (altitude en mètres) ; 12 : rivière ; 13 : ville ou village ; 14 : faille ; 15 : cluse ; 16 : relief volcanique résiduel associé à S2.

**Fig. 1 – Geomorphological map of Western Hunsrück.** 1: early tertiary surface S1; 2: relics of S1; 3: monadnock topping S1; 4: cyclic scarps between S1 and S2; 5: mid tertiary surface S2; 6: relics of S2; 7: post S2 valley slopes; 8: polycyclic valley scarps; 9: terrace created in the oldest stage of valley deepening; 10: Quaternary terrace; 11: spot height (altitude in meters); 12: river; 13: town or village; 14: fault; 15: gap; 16: volcanic monadnock topping S2.





signification cyclique des talus est plus riche d'enseignements que sa signification lithologique car elle souligne une étape essentielle de la morphogenèse régionale.

Ainsi, expliquer le relief du Hunsrück revient à rendre compte de trois étapes décisives de la morphogenèse régionale, d'abord la genèse de la surface S1, puis la genèse de la surface S2 et enfin la dissection de cette dernière.

#### LA HAUTE SURFACE S1 DÉRIVE ACYCLIQUEMENT DE LA SURFACE POSTHERCYNIIENNE

La haute surface du Hunsrück peut être assimilée à la surface S1 de l'Ardenne, dont on connaît des témoins dans les Hautes Fagnes, au plateau des Tailles, au Buurgplaatz (Nord de l'Oesling) ainsi que dans la Schnee Eifel (Huguet, 1996 a et b). R. Stickel (1927) l'a désignée sous le nom de R2, *alttertiär Rumpffläche*, selon une classification par altitude croissante. A. Demoulin (1995, p. 578) reconnaît également l'existence dans les Hautes Fagnes d'une "surface supérieure" qui "présente une allure en dos de baleine, dont l'épine dorsale court de la Baraque Fraiture à l'ouest au massif du Weisser Stein à l'Est". Le façonnement de cet aplanissement résulte d'une longue histoire géomorphologique, dont le premier acte a été le nivellement des reliefs nés de l'orogénie varisque.

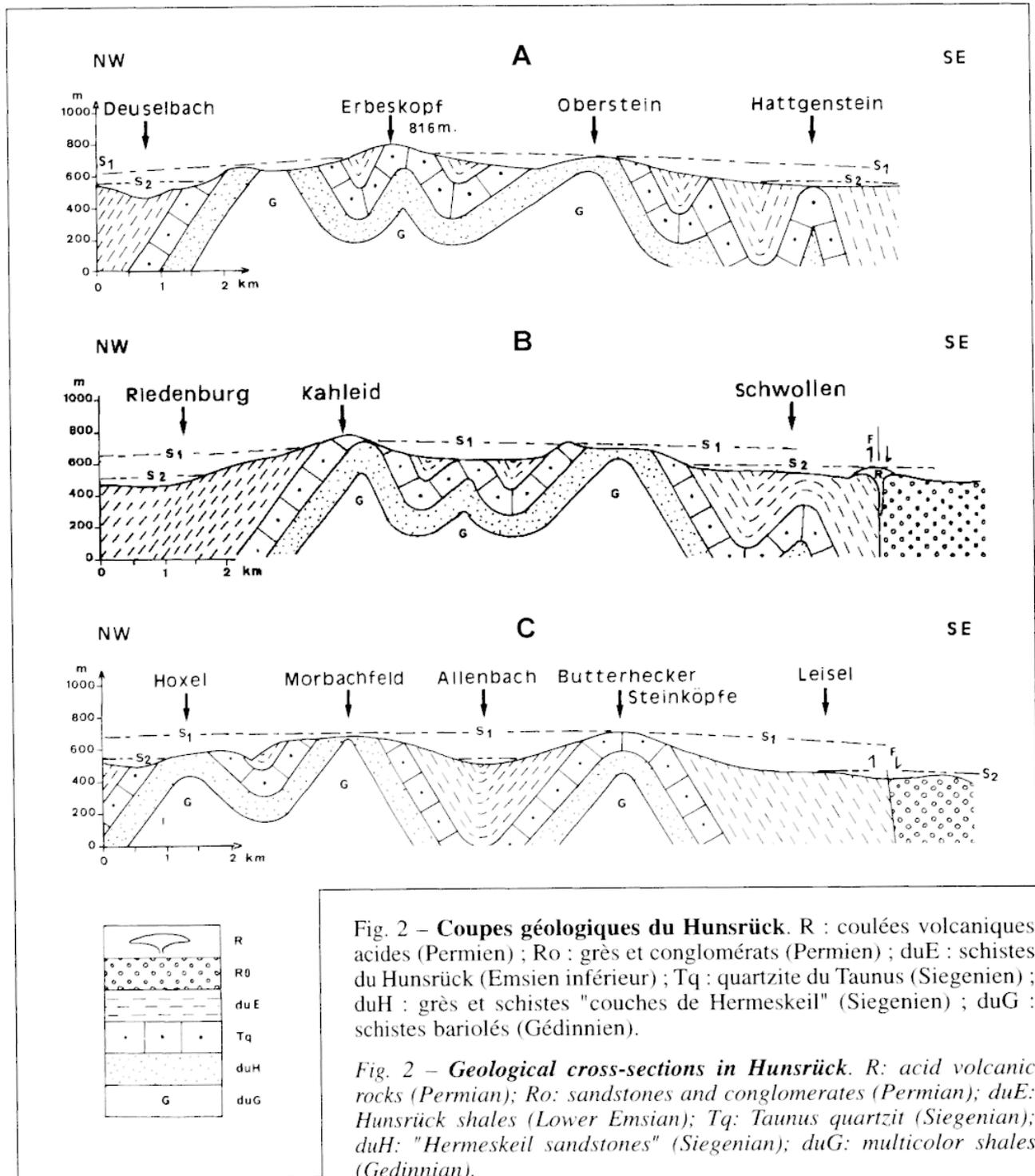
#### La genèse de la surface posthercynienne dans le Hunsrück

Le Hunsrück, extrémité sud-ouest du Massif Schisteux Rhénan, tout comme l'Ardenne à l'ouest et le Harz à l'est, fait partie du segment septentrional de la chaîne varisque, désigné depuis F. Kossmat (1927) sous le nom de *zone rhéno-hercynienne*. Les hauteurs comprises entre Trèves et la Sarre, montrent ainsi à l'affleurement, des schistes et quartzites dévoniens vigoureusement plissés par la tectonique varisque (fig. 2A, 2B, 2C). L'importance décisive dans la géologie régionale de la phase asturienne de l'orogénie varisque est attestée dans le bassin houiller sarrois par le conglomérat de Holtz (contenant de volumineux galets de quartzite du Taunus et de schistes du Hunsrück) qui sépare les couches d'Ottweiler des couches de Sarrebrück (Pruvost, 1934 ; Théobald, 1952). Non moins incontestable est la discordance imputable à la phase saaliennne qui sépare en Sarre les dépôts saxoniens des terrains carbonifères ou autuniens. L'importance de cette phase a été récemment confirmée par l'analyse statistique de "populations" de failles (Villemin, 1985 ; 1986).

Ces phases tectoniques ont été à l'origine de la formation de plis serrés, d'orientation NE/SW, d'échelle hectométrique à kilométrique (Stets, 1962 ; Negendank, 1983, p. 10 ; et fig. 2). Les aplanissements culminants tronquent ces structures et s'inscrivent le plus souvent dans le quartzite du Taunus du Siegénien supérieur, très dur, comme à Oberstein et à Ringelkopf dans le Hochwald, mais aussi dans les Dhronal Schichten, moins dures, comme dans l'Osburgerwald (au sud-est de Trèves) et au Ranzenkopf au sud de Bernkastel-Kues.

Les puissantes formations détritiques du Carbonifère accumulées dans le bassin houiller sarrois, immédiatement au sud du Hunsrück, sont des dépôts corrélatifs témoignant d'une importante ablation synorogénique (Pruvost, 1934 ; Théobald, 1952). Discordant sur les couches de Sarrebrück d'âge Westphalien formées de schistes et de grès de couleur sombre, avec de nombreuses couches de charbon, le poudingue de Holz visible dans les vallées de la Blies et de la Sarre, de couleur rougeâtre, épais par endroits de plus

de 200 m, montre des galets volumineux dits "exotiques" constitués de quartzite dévonien et de roches cristallines. Ces conglomérats attestent certes l'importance de la phase asturienne de l'orogénie varisque, mais la provenance des galets montre clairement que les volumes montagneux créés par les mouvements du sol dans le Hunsrück et le Taunus au nord (d'où proviennent les galets de quartzite dévonien) et dans les Vosges et la Forêt Noire au sud (d'où proviennent les galets cristallins) étaient soumis à une vigoureuse érosion.

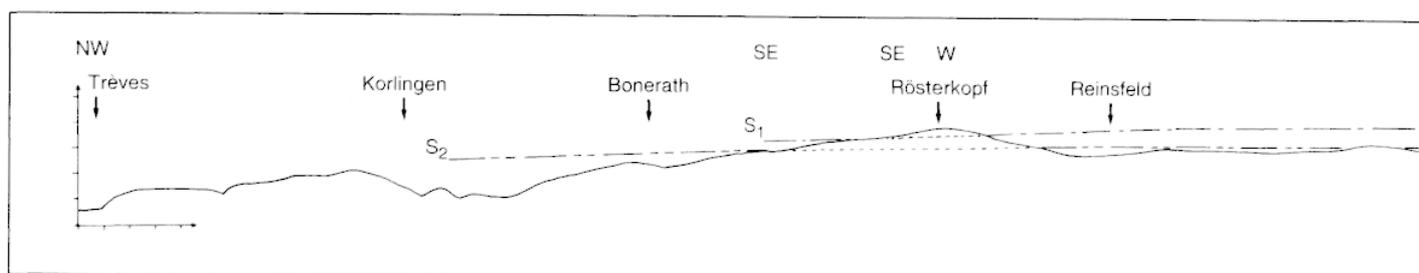


Superposées au conglomérat de Holz, les couches d'Ottweiler du Stéphanien sont composées de grès et de schistes bigarrés qui annoncent déjà le Permien tandis que les couches de charbon deviennent minces et rares. Plus haut dans la série, l'Autunien formé essentiellement de schistes sombres, avec encore quelques couches de charbon, est en général concordant sur le Stéphanien, avec des caractères intermédiaires entre ceux du Houiller et ceux du Permien. Ainsi, se trouve matérialisée l'importance des ablations synorogéniques et tardi-orogéniques.

Toutefois, les conditions de la morphogénèse au Palatinat et dans la Sarre au cours du Permo-Trias ont été bien particulières, comme l'a souligné A. Guilcher (1949). Dans ces régions en effet, la marche de l'érosion s'est heurtée à deux difficultés supplémentaires. D'une part, la grande dureté du Taunusquartzit, (comparable à celle du grès armoricain). Ainsi, les "orgues d'Orscholz" et les "rochers de Sierck", visibles dans le lit de la Moselle et à son voisinage, montrent des quartzites très imprégnés de quartz et donc particulièrement durs. D'autre part, l'instabilité du sol s'est poursuivie ici plus tardivement, avec la phase saaliennne, écho à distance de la phase tectonique majeure de l'Oural et des Appalaches. Cette phase est bien soulignée en Sarre par le volume des éruptions volcaniques de la fin du Permien inférieur (Theobald, 1952 ; Selzer, 1958 ; Broutin, Cabanis, Chateauneuf et Derouin, 1994) et par la discordance du Saxonien sur l'Autunien. Alors que les grès et schistes de l'Autunien de la Sarre reposent généralement en concordance sur le Stéphanien, le Saxonien, formé essentiellement de grès et de conglomérats rouges, accompagnés d'un important volcanisme (rhyolites, porphyrites et mélanophyres) est discordant sur l'Autunien. Ce sont les produits du "rabotage saxonien" qui se sont accumulés sur 5 à 600 m d'épaisseur dans le bassin de Sarre-Nahe entre la Sarre et l'Unterharz, en liaison avec les plus anciennes manifestations du *rifting* responsable de la dislocation de la Pangée.

C'est donc un paysage de type "basin and range", avec amincissement crustal, qu'aurait créé dans la chaîne varisque la distension tardi-orogénique (Ménard et Molnar, 1988) tandis que le magmatisme calco-alcalin à caractère orogénique aurait cédé la place à un magmatisme alcalin de type anorogénique (Broutin, Cabanis, Châteauneuf et Deroin, 1994). L'importance remarquable que revêt la limite Autunien/Saxonien - M. Gignoux (1950, p. 245) n'y voyait-il pas la véritable limite tectonique et paléogéographique entre Paléozoïque et Mésozoïque ? - vient de ce qu'elle n'a pas seulement une signification tectonique, mais aussi bioclimatique. C'est en effet à cette époque qu'est intervenue une importante aridification du climat, manifestée par un appauvrissement extrême de la flore. Les preuves de l'existence au Permo-Trias de climats au moins saisonnièrement arides ne manquent pas et sont connues de longue

Fig 3 – Profil topographique de Trèves à la Sarre. Fig 3 – *Topographical cross-section from Trier to Saarland.*

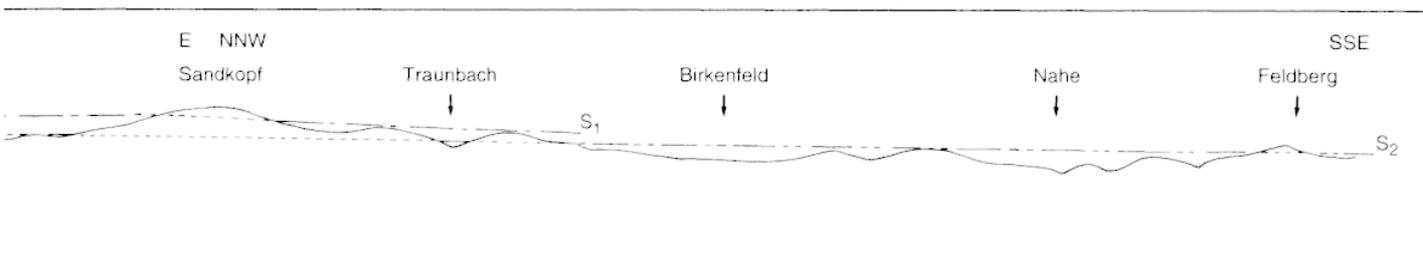


date : fentes de dessiccation, grains de sable éolisés, silicifications, importance des évaporites (Schwarzbach, 1961, p.153-160 ; Ziegler, 1990, p.71 ; Klein, 1990, p.118 ; 1997 a, p.28 ; Crowley et North, 1991, p.223). Donc, une ambiance phytoclimatique éminemment favorable à l'action des processus pédimentaires, tenus depuis L. C. King pour responsables de la réalisation des plus remarquables surfaces d'aplanissement.

Toutefois, les processus pédimentaires de la fin du Permien n'ont pas arasé en totalité les reliefs du Hunsrück. En effet, le Trias sarrois ne fossilise pas une surface d'aplanissement aussi parfaite que dans les Vosges ou sur le bord sud de l'Ardenne, mais un relief plus irrégulier, avec des pointements rocheux de quelques dizaines de mètres comme à l'Orgelsfels ou dans les environs de Sierck. A. Guilcher n'a pas hésité à écrire : "entre Sarre et Moselle, la surface prétriasique ne mérite nulle part le nom de pénéplaine" ; "il est donc plus simple de faire l'économie d'une pénéplaine purement hypothétique" (Guilcher, 1949, p.107 ; voir aussi, Théobald, 1930 ; 1932). Sans aller aussi loin, il faut bien convenir que les conditions régionales de la morphogenèse au Permo-Trias ont été moins propices à l'aplanissement en Sarre et dans le Hunsrück qu'en d'autres secteurs de la chaîne varisque. Malgré des conditions bioclimatiques favorables à la pédiplanation, l'érosion est restée localement impuissante face aux quartzites dévoniens du Hunsrück. Il se pourrait ainsi que les chicots résiduels qui hérissent aujourd'hui les plus hautes croupes de ce massif procèdent d'un simple réaménagement d'inselbergs qui s'enlevaient au-dessus du plan de la surface posthercynienne au moment de sa fossilisation par les grès triasiques.

### Du Trias au Jurassique supérieur : le réaménagement acyclique des topographies héritées du Permo-Trias

Durant la plus grande partie du Mésozoïque, la paléogéographie des marges orientales du Bassin de Paris a été surtout marquée par le ballet des transgressions et des régressions marines. Mais à la différence des Vosges qui ont été submergées dès le Buntsandstein moyen, la "terre ardenno-rhénane" est restée émergée pendant tout le Jurassique (Enay, 1980, pp. 34 et 96). On connaît bien aujourd'hui grâce aux faciès littoraux et conglomératiques de la dépression périphérique de l'Oesling l'histoire triasique du bras de mer eifélien qui faisait communiquer la mer du Nord avec la mer "germanique" (Lucius, 1953 ; Müller, 1987, 1991 ; Ziegler, 1990, fig. 20). Le massif rhénan émergeait ainsi, séparé du massif ardennais à l'ouest par ce bras de mer eifélien, tandis qu'à l'est la mer s'étendait jusqu'au massif bohémien. Du Trias au Bajo-Bathonien le massif rhénan fait figure d'île entre le massif ardenno-brabançon et le massif bohémien. Si on ne peut exclure totalement que les massifs rhénans méridionaux aient été submergés au Jurassique moyen et supérieur, aucun vestige de cette transgression n'a été conservé dans le Hunsrück ou le Taunus.



Tout porte donc à penser que dans le Hunsrück et le Taunus l'érosion subaérienne a pu s'exercer sur la surface d'aplanissement imparfaite héritée du Permo-Trias beaucoup plus longtemps que dans l'Oesling luxembourgeois. Pendant toute la durée du Trias, du Lias et la plus grande partie du Dogger au moins, c'est-à-dire pendant une cinquantaine de millions d'années, après les dernières manifestations de la tectonique varisque. S'il n'est pas possible de connaître avec précision la marche de l'érosion pendant cet intervalle de temps, il faut souligner la raréfaction progressive des apports détritiques grossiers, remplacés par des faciès de plus en plus fins. Grès et conglomérats dominent dans le Bundsandstein, les faciès carbonatés au Muschelkalk, les faciès laguno-évaporitiques au Keuper. La sédimentation à l'Infralias et au Lias dans la partie orientale du Bassin de Paris est à dominante marneuse (faciès lorrains), les apports pélitiques en provenance de la terre ferme se mêlant à la précipitation calcaire. L'utilisation de faciès marins comme formations corrélatives est, on le sait, un exercice périlleux. Toutefois, les formations des bordures orientales du Bassin de Paris permettent, d'exclure à la fois l'hypothèse d'une paralysie de l'érosion sur le continent et celle d'une crise érosive intense.

Sur fond de sédimentation marneuse, on note dans le golfe de Luxembourg la présence, à plusieurs niveaux, de faciès arénacés : les sables de Mortinsart (du Rhétien), les grès de Luxembourg et les grès médio- et supraliasiques (Müller, 1987). On sait que les Grès de Luxembourg sont d'anciens cordons littoraux (formant une barre d'avant-côte) engraisés par les courants de marée et les courants de tempête, au débouché du sillon éifélien (Berners, 1983, 1985 ; Müller, 1991). Les sables constituant ces cordons dunaires provenaient vraisemblablement des terres émergées de l'Ardenne et des massifs rhénans. La coupe d'Aboncourt en Sarre montre également une formation conglomératique à caractère deltaïque. Les galets de cette formation permettent de préciser la provenance des terrains qui étaient mis à contribution (Eodévonien, Carbonifère supérieur, Permien et Muschelkalk, c'est-à-dire à la fois le socle du Hunsrück, le Houiller et le Permien de la Sarre).

### **La régression fini-jurassique et la genèse de la surface éocrétacée**

Au total, la paléogéographie du Hunsrück au Trias et au Lias témoigne en faveur de la persistance d'une ablation modérée sur le massif, sans crise érosive majeure. Les topographies héritées de la morphogenèse permotriasique se seraient ainsi lentement réaménagées en régime *acyclique* pendant cette période.

En liaison probable avec les premières étapes de l'ouverture de l'Atlantique, le Jurassique supérieur a été marqué dans toute l'Europe par une régression de grande ampleur. L'Ardenne et les massifs rhénans font alors partie d'une longue dorsale de terres émergées s'étendant de l'Irlande à la Bohême et limitée au sud par la mer alpine. A la suite de cette régression, les régions de socle et leurs couvertures se trouvent pour la première fois de plain-pied : d'un côté des topographies dérivant par regradation de la pédiplaine permotriasique, de l'autre d'immenses plaines de régression marine (coastal plains) abandonnées par la mer en régression. C'est à partir de ces topographies initialement planes, que la surface infra-crétacée (ou surface éocrétacée) a pris naissance, au prix de quelques retouches (Klein, 1985 ; 1997 a).

## Du Crétacé supérieur aux premières manifestations majeures de l'orogénie alpine, l'évolution acyclique se poursuit

A partir du Cénomaniens, la mer empiète de nouveau sur les massifs ardennais, rhénan et bohémien, venant à la fois du sud (régions souabes et danubiennes) et du nord (Pays-Bas et Allemagne du nord) : la mer crétacée s'avanceit en golfes entre les terres émergées de l'Ardenne et des massifs rhénans, dans la Campine et dans la région de Liège. On sait que les vestiges d'argile à silex identifiés par P. Bourguignon (1956) sur les Hautes Fagnes, et dont l'authenticité est aujourd'hui confirmée (Bless, Demoulin, Felder, Jagt, Reynders, 1991), attestent une incursion marine au cours du Crétacé supérieur (Campanien, Maastrichtien) jusque sur le faite de l'Ardenne belge. De la même façon, au nord du Golfe de Cologne la mer crétacée s'est avancée sur le socle varisque de la Ruhr. Par contre, rien n'indique avec certitude que la transgression crétacée, malgré son ampleur, ait atteint les massifs rhénans méridionaux (Taunus et Hunsrück). A environ 120 km des affleurements crétacés de la Champagne à l'ouest et de ceux d'Aix-la Chapelle au nord, le Hunsrück et le Taunus, à la différence de l'Ardenne, sont peut-être restés émergés pendant les transgressions crétacée et landénienne.

Le Crétacé supérieur débute en bordure du continent rhéno-ardennais, dans le bassin de Mons, par les sables de l'Albien et du Cénomaniens, faciès littoraux qui comportent des matériaux détritiques en quantité non négligeable (sables verts glauconieux, gaizes, niveaux conglomératiques) témoignant de l'arénisation profonde des socles cristallins. Puis, ces faciès détritiques cèdent progressivement la place aux faciès crayeux typiques, issus d'une sédimentation biochimique de mer chaude. Dans les parties ombilicales du Bassin de Paris, les craies sont pauvres en silex, tandis que dans les parties externes, particulièrement à l'ouest et au sud, la craie est beaucoup plus riche en silex, en cherts et en Spongiaires. Quoiqu'il en soit de la karstification ultérieure de ces craies dans les contrées atteintes par la transgression néocrétacée, ces faciès suggèrent la poursuite sur les terres émergées d'une activité érosive limitée, marquée surtout par l'altération en climat chaud et humide, la prévalence de l'érosion chimique et l'efficacité de l'érosion cryptokarstique.

De la même façon, ni la lithologie ni la sédimentologie de l'Eonummulitique de Belgique ne permettent d'affirmer une intensification sensible de l'ablation. Les transgressions landénienne, yprésienne et bruxellienne (Lutétien inférieur) ont formé deux golfes vers le sud, l'un centré sur le bassin de Paris, ne dépassant pas l'Ardenne occidentale (Entre-Sambre-et-Meuse et plateau de Rocroi), l'autre centré sur la plaine d'Allemagne du Nord, avec surtout des faciès sableux (Pomerol, 1973, pp. 115-127, fig. 4.15). Sur le continent ardennais et dans les massifs rhénans, en l'absence de variations rapides ou brutales des indices d'ablation potentielle, la poursuite de la regradation en régime acyclique jusqu'au début du Tertiaire, est ainsi l'hypothèse la plus probable. Tout porte donc à penser (Désiré-Marchand et Klein, 1987 ; Klein, 1995 et 1997 a et b) que la haute surface S1 du Hunsrück, comme en Ardenne, dans les massifs bohémiens et dans les Vosges est une surface éotertiaire, qui s'est substituée acycliquement à la surface éocrétacée, tout comme celle-ci s'était elle-même substituée à la surface posthercynienne.

LA SURFACE S2 EST UN APLANISSEMENT CYCLIQUE, DE NATURE PÉDIMENTAIRE, NÉ DU CONTRE-COUP DE LA PHASE PYRÉNÉENNE

La surface S2, aussi parfaite dans le Hunsrück que la plate-forme ardennaise proprement dite, présente un intérêt géomorphologique majeur. Cet aplanissement a en effet une grande extension régionale, s'étendant à la fois sur le socle en Ardenne franco-belge, en Oesling, en Eifel et dans le Hunsrück (où elle tronque les structures varisques) et sur la couverture en Gutland comme en Lorraine et en Sarre (elle biseaute le revers de la cuesta du grès de Luxembourg, celui de la Côte de Moselle, nivelle les escarpements de faille de la région mosellane et tronque le Permien sarrois). Il convient donc de préciser à quelle époque et dans quelles circonstances un aplanissement d'une telle extension et d'une telle perfection a pu se former.

### L'updoming éocène

A partir du début du Tertiaire, la morphogenèse de la plate-forme européenne est de plus en plus étroitement contrôlée par la collision des plaques européenne et africaine et par la tectonique alpine. On sait aujourd'hui (Nikishin *et al.*, 1997) que la collision alpino-himalayenne a provoqué dès la fin de l'Eocène une vigoureuse compression, responsable de déformations lithosphériques intraplaques, qui se sont fait sentir depuis les Iles britanniques jusqu'au Tien Chan. Cette compression a donné naissance, à 1 500 km du front de collision, à des bombements lithosphériques, notamment en Scandinavie, en Ecosse et dans le massif rhéno-ardennais. La longueur d'onde de ces déformations lithosphériques intraplaques, est évaluée à 4 à 600 km, ce qui rend bien compte de leur répartition géographique. Ainsi se trouverait légitimée par la propagation d'une déformation intraplaque l'hypothèse de phénomène de bombement en dômes dans les massifs anciens de l'Europe varisque (Aufwölbung, updoming) lors de la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine (Klein, 1986, 1990, 1995, 1997 a).

C'est en effet à l'Eocène avec la phase pyrénéenne, que prend fin dans la plate-forme européenne la période anorogénique qui durait depuis les dernières manifestations du diastrophisme varisque (Bergerat, 1985). La phase pyrénéenne est à l'origine des mouvements paroxystiques dans les Pyrénées et en Provence, et son importance dans la diagonale alpine vient d'être réaffirmée (Nikishin *et al.*, 1997). Dans l'ensemble de l'Europe varisque, les preuves d'une tectonique pyrénéenne ne manquent pas, dans le Massif central comme dans les Vosges. En ce qui concerne les massifs rhénans, de nouvelles datations K/Ar ont montré que l'activité volcanique de l'Eifel a débuté à l'Eocène supérieur (Lippolt, 1983 ; Glatthaar, 1984) et on connaît aussi des manifestations volcaniques d'âge éocène dans le Taunus, le bassin de Mayence, les Vosges et la Forêt Noire. Des indices d'un soulèvement tectonique à la fin de l'Eocène ont été relevés dans l'est de la Belgique, où l'Oligocène vient recouvrir directement le Landénien, le Crétacé et même le socle (Fourmarier, 1954, p.727). Dans le Hunsrück et en Sarre, le début de l'Eocène supérieur est marqué par l'installation d'un "régime compressif décrochant N-S" qui se traduit dans le bassin de la Nahe au sud du Hunsrück par des "fentes de tension subméridiennes" affectant les terrains volcaniques permien (Villemin, 1986).

Dans le Hunsrück, les déformations de la surface supérieure, visibles sur les coupes (fig. 2, notamment fig. 2C) portent témoignage comme dans l'ensemble de l'Europe varisque (Klein, 1986, 1987, 1990), de bombements à moyen rayon de courbure (Aufwölbung) imputables à la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine. L'exemple

ardennais suggère qu'il ne s'agit pas d'une intumescence unique à l'échelle du massif ancien tout entier, mais d'un bombement pluriapical (plateau des Tailles, Hautes Fagnes). Bien qu'on ne dispose pas de preuves tangibles, il est difficile d'admettre que le Hunsrück ait pu subir lors de la phase pyrénéenne de vigoureuses contraintes sans un jeu du riche canevas tectonique hérité du Permien, notamment les failles bordières du Hunsrück (faille mosellane et faille sarroise).

Nous proposons donc d'imputer la reprise d'érosion qui est à l'origine des étages S1/S2 du Hunsrück à la phase "pyrénéenne" de l'orogénie alpine, bien attestée en Sarre, en bon accord avec le modèle de Cl. Klein (1985, 1986, 1990, 1995, 1997 a et b) et avec les données géophysiques récentes.

### **Les circonstances climatiques du façonnement de S2**

Les formations corrélatives de la reprise d'érosion déclenchée en Ardenne et dans les massifs rhénans par la phase pyrénéenne n'ont pas été conservées, du fait du drainage exoréique qui prévalait à cette époque. Non loin du Hunsrück, le "cailloutis de Vallendar" de l'Eifel méridional ne saurait être considéré comme une authentique formation corrélative de la reprise d'érosion mésonummulitique : il résulte manifestement pour une large part d'un remaniement sur place des conglomérats du Trias. Il apporte cependant une importante information bioclimatique. En effet, il contient des niveaux argileux riches en restes végétaux et en pollens bien conservés (Löhnertz, 1978). Les gisements fossilifères de Gut Heeg et d'Arenrath, à une quinzaine de kilomètres à l'est de Bitburg ont livré pour leur part des feuilles de *Lauracées* ainsi que des palmes de *Sabal* bien identifiables. Cette flore ainsi que le spectre pollinique sont caractéristiques d'un climat nettement xérique, et sont bien datés de l'Eocène supérieur/Oligocène inférieur. D'autre part, la géométrie de la basse surface S2 et la fraîcheur relative des talus S1/S2, dans le Hunsrück comme en Ardenne ou dans les Hautes Vosges, ne laissent guère subsister de doute sur les attributs du climat sous lequel cette forme est apparue. En effet, la parfaite planéité de S2 dans les environs de Hermeskeil et de Kemfeld (fig. 1), ainsi que la raideur des talus, notamment à Deuselbach et à Rorodt, témoignent en faveur d'une origine pédimentaire. La tonalité d'ensemble du climat à l'échelle de l'Europe au Mésonummulitique - c'est l'époque du Gypse dans le Bassin de Paris - et les données paléoclimatiques régionales, légitiment l'hypothèse d'une pédiplanation intervenue entre deux périodes de climat "lignitifère" chaud et humide. Tout comme la "pénéplaine ardennaise" des auteurs, la surface S2 qui ceinture les vestiges de S1 conservés dans le Hunsrück peut être imputée à l'intervention d'une dynamique pédimentaire.

### **Une première ébauche de relief appalachien**

Le contraste lithologique qui dans le socle dévonien oppose le quartzite siegénien du Taunus aux schistes argileux emsiens du Hunsrück d'une part et dans une moindre mesure aux grès et schistes gréseux des couches d'Hermeskeil qui lui sont subordonnés d'autre part, a permis la formation lors de la reprise d'érosion mésonummulitique d'une première esquisse de relief appalachien. En effet, la haute vallée de l'Allenbach est un embayment de S2 mais celui-ci revêt aussi une signification structurale : il peut être interprété comme une première ébauche de sillon appalachien, évidé par la pédimentation mésonummulitique dans les schistes du Hunsrück. Le même phénomène est connu en Haute Ardenne belge, dans les environs d'Hébronval (Huguet, 1996 b).

## L'ŒUVRE DES DISSECTIONS NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES

C'est dans le plan de la surface mésotertiaire, surface fondamentale des plateaux de l'Europe varisque, que se sont constitués les réseaux hydrographiques, comme le réseau rhénan. Héritières probables des grands oueds qui drainaient la pédiplaine mésonummulitique et dont le tracé avait vraisemblablement été influencé par des déformations tectoniques en dôme et en cuvette lors de la phase pyrénéenne (Klein, 1990, pp.133-134), les artères majeures du réseau, comme la Moselle, se sont fixées au Néogène, lorsque l'humidification du climat a permis le passage d'une dynamique pédi-montaire à une dynamique fluviale de type tempéré.

**L'auge mosellane**

La période néogène est marquée par un important changement dans la morphogénèse qui s'est traduit par une dissection généralisée au cours du Plio-Pléistocène. La substitution de l'écoulement concentré aux processus pédi-montaires est à l'origine de la dissection dont les grandes vallées de l'Ardenne et de l'Eifel portent le témoignage et de la sculpture de très hautes banquettes T1, encaissées seulement d'une quarantaine de mètres en contrebas de la plate-forme ardennaise. En Haute Ardenne et à la frontière germano-luxembourgeoise, les vallées de la Sûre et de l'Our en fournissent de bons exemples.

Dans la vallée de la Moselle à sa traversée du Hunsrück, le même phénomène s'exprime avec ampleur : c'est "l'auge mosellane" (Troregion) des auteurs allemands (Philipson, 1903 ; Stickel, 1927). Entre l'élément de S2 qui s'étend au pied de l'Osburger Hochwald (vers 480-490 m) et la vallée de la Moselle, on observe à des altitudes d'environ 450 m une série de replats allongés, dépourvus de dépôts alluviaux, et disséqués par les petits affluents de la Moselle. Le secteur compris entre Bernkastel-Kues sur la Moselle et la crête de l'Idarwald (fig. 1) en montre de très beaux exemples, notamment de Birkenhof à Monzelfeld au pied de la cote 493 (au lieu-dit Blockhaus), aux environs de Gornhausen (458 m), de Longkamp (445 m), de Fronthofen (457 m) et d'Irmenach (454 m). De même, entre Ruwer et Thomm, la route E 52 de Trèves à Hermeskeil emprunte une lanière d'interfluve qui montre des vestiges disséqués de cette haute banquette, notamment les buttes de Biedelt (426 m) et du Gold-Busch (419 m). L'ensemble de ces vestiges permet de restituer une ancienne vallée de la Moselle (UrMosel), au sud du cours actuel, large de 5 à 6 km et encaissée d'une cinquantaine de mètres dans la surface S2. Ces hautes banquettes, perchées à plus de 300 m au-dessus du talweg actuel, sont en outre nettement en contre-haut des terrasses où sont signalés vers 360-380 m les cailloutis riches en galets de quartz et contenant des oolites silici-fées (provenant des calcaires jurassiques) connus sous le nom de Kieseloolith dans la vallée de la Moselle (Kremer, 1954 ; Louis, 1953 ; Quitsow, 1969), et comparables à la traînée mosane de l'Ardenne belge. L'âge de ces dépôts est controversé : miocène ou pliocène, voire pré-tiglien ? (Negendank, 1983 ; Voisin, 1981 ; Meyers *et al.*, 1983).

Sans pouvoir en apporter de preuves décisives en l'absence de dépôts tertiaires à valeur stratigraphique avérée, nous sommes tentés, en bon accord avec les vues de R. Stickel, d'imputer cette première esquisse de l'inscription du réseau hydrographique rhénan, nécessairement postérieure au façonnement de la surface S2, à l'une des reprises d'érosion du Miocène, par analogie avec les banquettes T1 des vallées ardennaises et avec les replats S3 des Vosges et des piedmonts danubien et rhodanien (Klein, 1990, pp. 99-113 ; 1995, p.110 à 118). En effet, entre la distension oligocène et la

dissection généralisée du Plio-Pléistocène, on sait que le Miocène n'a pas été une période de calme tectonique. Trois "phases" successives, en relation avec le mouvement des plaques africaine et européenne et avec les étapes de l'orogénie alpine, se sont succédées au cours du Miocène. Tout d'abord, la phase save à la charnière de l'Oligocène et du Miocène, responsable du retrait de la mer rupélienne (dont l'incursion dans les Fagnes et le Hunsrück a été très brève). F. Bergerat (1985, 232-235) fait en effet état d'un changement radical du régime tectonique dès la fin de la distension oligocène et d'une compression horizontale d'âge aquitainien ; ensuite, la phase *styrienne* au Miocène moyen qui se serait essentiellement manifestée par la réactivation de failles hercyniennes (Klein, 1995, p.121) et enfin la phase rhodanienne (mio-pliocène) dont l'efficacité géomorphologique a été grandement renforcée au pourtour de la Méditerranée par l'évapo-eustatisme messinien. C'est à cette phase tectonique de la fin du Miocène qu'est généralement attribué le début de la vigoureuse surrection des massifs rhénans (Meyers *et al.*, 1983, p.45 ; Glatthaar, 1984).

Les données de la géologie et de la géomorphologie régionales ne permettent malheureusement pas de trancher et d'attribuer la sculpture de l'auge mosellane à l'une ou l'autre de ces reprises d'érosion. Toutefois, la géométrie des formes permet sans doute, d'exclure la plus ancienne. En effet, les replats néogènes S3 décrits dans les Vosges ou sur les piedmonts rhodanien et bavarois (Klein, 1990, p.110-112 ; 1995, p.111 à 120) s'apparentent étroitement à une *Piedmontfläche* sculptée par la pédimentation (troisième marche du *Piedmonttreppe* penckien), tandis que l'auge mosellane, tout comme les replats T1 de la haute Ardenne, évoquent davantage la première étape du creusement des vallées, sous un climat suffisamment humide pour conférer à la dynamique fluviale sa pleine efficacité. Aussi, ces hautes banquettes de la Moselle sont-elles plutôt imputables, comme le proposait R. Stickel (1927), au Miocène moyen ou supérieur.

### **La dissection plio-pléistocène et le relief appalachien du Hunsrück**

Le contraste lithologique qui oppose le quartzite du Taunus aux couches de Hermeskeil et aux schistes du Hunsrück, déjà localement exploité par la pédimentation mésonummulitique (cf. supra), a été de nouveau mis à contribution lors des reprises d'érosion plio-pléistocènes et a donné naissance à de nouveaux sillons appalachiens, creusés non seulement en contrebas des crêtes quartzitiques, mais bien en-dessous du plan de S2. En effet, des sillons ont été incisés en roche tendre dans des secteurs que la pédimentation mésonummulitique n'avait pu exploiter. L'efficacité de l'érosion fluviale et l'ampleur des reprises d'érosion plio-pléistocènes expliquent la vigueur de cette incision, à moins qu'il ne faille y voir également une plus grande vulnérabilité des schistes en climat humide (Voisin, 1981). Les plus caractéristiques de ces sillons (fig. 1) s'observent au sud du Sandkopf, dans les environs de Börfink, entre la crête Röderberg-Bromerkopf et la crête de l'Erbeskopf, et entre cette dernière et la crête qui domine Birkenfeld.

L'épaisseur du quartzite du Taunus, bien visible sur les coupes, et la relative dureté des couches de Hermeskeil, subordonnées au quartzite, expliquent la massivité des crêtes et l'étroitesse des sillons. L'inadaptation générale du réseau hydrographique à la structure, classique en relief appalachien, se manifeste par d'impressionnantes cluses, comme la cluse de l'Idarbaach à Katzenloch et, moins spectaculaire, la cluse du Traunbaach, de Börfink à Abentheuer. Étroits traits de scie perpendiculaires aux crêtes quartzitiques, ces cours d'eau se sont vigoureusement encaissés au cours des reprises d'érosion plio-pléistocènes, sans laisser de vestiges des étapes de leur encaissement.

## Le polycyclisme des vallées

Au cours du Pléistocène, le rythme des mouvements du sol et des fluctuations climatiques s'est accéléré, déclenchant une reprise d'érosion de grande ampleur dont les vallées polycycliques portent témoignage dans le Hunsrück comme en Ardenne. L'existence d'au moins deux générations de terrasses et de banquettes quaternaires dans la vallée de la Moselle, en contrebas des replats supérieurs T1, sans compter les basses terrasses, est ainsi bien visible dans les environs de Trittenheim et de Bernkastel-Kues mais leur étude détaillée nous aurait trop éloignés du dispositif étagé culminant, thème principal de l'étude.

### CONCLUSION

Au total, l'étude du terrain en Hunsrück permet de confirmer l'existence dans les massifs rhénans du dispositif étagé S1/S2 qui caractérise le "géomorphotype limousin". La surface supérieure S1 dont les plus hautes croupes du Hunsrück montrent les vestiges, dominés par des inselbergs quartzitiques, serait une surface éotertiaire, dérivant acycliquement de la pédiplaine permotriasique. Pour sa part, la surface S2, qui dans le paysage joue le rôle de surface fondamentale (comme la plate-forme ardennaise) serait une surface de piedmont, sculptée par la pédimentation au Mésonummulitique, à la faveur d'une reprise d'érosion liée au contrecoup de la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine dans l'avant-pays hercynien de l'arc alpin.

Mais si dans ses grandes lignes, l'histoire géomorphologique posthercynienne du Hunsrück est comparable à celle de l'Ardenne, les massifs rhénans se singularisent toutefois sur plusieurs points. Le socle paléozoïque du Hunsrück et du Taunus se caractérise tout d'abord par l'épaisseur et la dureté de ses quartzites qui ont opposé une plus grande résistance à l'aplanissement au Permo-Trias et sont à l'origine d'une plus grande expression de la structure dans le paysage, notamment de formes appalachiennes mieux venues qu'en Oesling ou au Plateau des Tailles. De plus, la plus grande proximité des Alpes s'est traduite lors de la phase pyrénéenne par un rajeunissement plus énergique, et par conséquent, par un écart altitudinal plus important entre S1 et S2. L'expression de l'étagement y perd sans doute le caractère de cas-limite qu'elle revêt en Ardenne, elle y gagne en revanche beaucoup en vigueur, d'autant que les massifs rhénans, certes plus énergiquement rajeunis que l'Ardenne, n'ont pas été portés à des altitudes permettant la formation de glaciers lors des périodes froides du Pléistocène comme les Vosges et la Forêt Noire. L'empreinte cyclique n'y est donc pas en partie masquée par l'empreinte glaciaire, plus immédiatement perceptible dans le paysage des Hautes Vosges par exemple. A égale distance entre le pays de Galles et la Bohême, le Hunsrück apparaît ainsi comme un jalon dans l'étude géomorphologique de la chaîne varisque.

### Références

- Baeckeroot G. (1942)** - *Oesling et Gutland. Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle*. Thèse Doct. Etat. Univ. Paris, Toulouse, Imp. F. Boisseau, 269 p.
- Baulig H. (1926)** - Le relief de la haute Belgique. *Ann. de Géogr.*, XXXV, 205-235.
- Bergerat F. (1985)** - *Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne*. Mém. Sc. Terre Univ. Paris VI, 85-07, 315 p.
- Bourguignon P. (1956)** - Données nouvelles sur le Crétacé des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t.79, B424-433.
- Bless M. J. M., Demoulin A., Felder P. J., Jagt J. W. M. et Reynders P. J. (1991)** - The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113, 2, 75-105.

- Broutin J., Cabanis B., Chateauneuf J. J. et Deroin J. P. (1994)** - Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe) : implications paléogéographiques au Permien inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, t.65, 2, 163-179.
- Czech H. and Boswell K. C. (1953)** - *Morphological Analysis of landforms. A contribution to physical geology*. Londres, 430 p. (Traduction anglaise de W. Penck).
- Crowley Th. J. and North G. R. (1991)** - *Paleoclimatology*. Oxford University Press (New-York) et Clarendon Press (Oxford), 339 p.
- Davis W. M. (1909)** - *Geographical Essays*. Edités par D. W. Johnson, Ginn and Co. Réédités en 1954. Dover Publ., New-York, 777 p.
- Demoulin A. (1995)** - Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bull. Soc. géol. France*, 1995, 166, 5, 573-585.
- Désiré-Marchand (1984)** - Carte géomorphologique du Grand-Duché de Luxembourg à 1/100 000. Luxembourg. *Ed. Minist. Travaux Publ. du Luxembourg (Service Géologique)*.
- Dietz V. (1965)** - Beiträge zur Geologie und Sedimentologie des südwestlichen Hunsrückrandes. *Ann. Univ. Saraviensis*, Heft 4, 41-120.
- Enay R. (1980)** - Synthèse paléogéographique du Jurassique français, par le Groupe Français d'Etude du Jurassique. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, h.s., 5, 210 p.
- Fourmarier P. (1954)** - La Tectonique. *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, 610-744.
- Fuchs K. et von Gehlen K. (1983)** - Plateau Uplift. *The Rhenish Shield: a case history*. Springer, 410 p.
- Gignoux M. (1950)** - *Géologie stratigraphique*. Masson, Paris, 4<sup>e</sup> éd., 736 p.
- Glatthaar D. (1984)** - Geomorphological research in the Rhenish Shield in a priority research program of the German Research Society. In Klink, Liedke (1984), *Physical Geography in the Federal Republic of Germany*, 74-78.
- Guilcher A. (1949)** - La surface post-hercynienne dans l'Europe occidentale. *Ann. de Géogr.*, t. LVIII, 97-112.
- Huguet F. (1996 a)** - *De la Haute Ardenne à la Côte de Moselle, questions de géomorphologie luxembourgeoise*. Atelier National de Reproduction des Thèses, Lille, 362 p.
- Huguet F. (1996 b)** - De l'acyclisme au polycyclisme : l'intérêt d'un cas limite, le massif ardennais. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 40/3, 317-338.
- Klein Cl. (1975)** - *Massif armoricain et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*. Louis-Jean imp., Gap, 882 p.
- Klein Cl. (1985)** - La notion de cycle en géomorphologie. *Rev. Géol. dynam. Géog. phys.*, (2) 26, 2, 95-107
- Klein Cl. et Désiré-Marchand J. (1986)** - Le relief du Limousin. Les avatars d'un géomorphotype. *Norais*, 129, 23-49.
- Klein Cl. et Désiré-Marchand J. (1987)** - Fichtelgebirge, Böhmerwald, Bayerischerwald. Contribution à l'étude du problème des Piedmonttreppen. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. Suppl.-Bd. 65, 101-138.
- Klein Cl. (1990)** - *L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse*. (avec la collaboration de J. Désiré-Marchand et Ch. Giusti) Coll. Mémoires et Documents de Géographie, C.N.R.S., Paris, 177 p.
- Klein Cl. (1995)** - *Le relief des Hautes Vosges. L'intérêt géomorphologique particulier du dispositif étagé culminant*. Editions OPHRYS, 210 p.
- Klein Cl. (1997 a)** - *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*. Editions OPHRYS, 299 p.
- Klein Cl. (1997 b)** - *Des microformes aux mégaformes en géomorphologie continentale*. Editions Ophrys, 79 p.
- Klink H. J., Liedke H. (1984)** - *Physical Geography in the Federal Republic of Germany*. F. Schöningh. Paderborn, 1984, 93 p.
- Kossmat F. (1927)** - Gliederung des Varistischen Gebirgsbaues. *Abhand. Saxischen geol. Landesamt*, n° 1, 1, 1-39.
- Kremer E. (1954)** - Die Terrassenlandschaft der Mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. *Arb. z. Rhein. Landeskunde*, 6.
- Lippolt H. J. (1983)** - Distribution of volcanic activity in space and time. In: *Plateau Uplift*, 112-120.
- Löhnertz W. (1978)** - Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärlagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156, 2, 179-206.
- Louis H. (1953)** - Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. *Münchner geogr. Hefte*, 2.
- Lucius M. (1953)** - Le faciès littoral du Trias dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. *Rev. Gen. des Sciences*, LX, 11 et 12, 355-365.

**Macar P. (1954)** - L'évolution géomorphologique de la Belgique. *Bull. Soc. Royale Belge de Géographie*, 78, 1-23.

**Menard G. et Molnar P. (1988)** - Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334, 21 July, 235-237.

**Meyers W., Albers H. J., Berners H. P., von Gehlen K., Glatthaar D., Löhnertz W., Pfeffer K. H., Schnütgen A., Wienecke K. et Zakosek H. (1983)** - Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. In: *Plateau Uplift*, 39-46.

**Müller A. (1987)** - Structures géologiques et répartitions des faciès dans les couches méso- et cénozoïques des confins nord-est du Bassin Parisien. In "*Aspects et évolution géologiques du Bassin Parisien*" *Bull. inf. géol. Bass. Paris, Mém. h.s.*, 6, 87-103.

**Müller A. (1991)** - La formation des Grès de Luxembourg, au Lias inférieur : reconstitution dynamique du paléoenvironnement. *Bull. Soc. Géol. France*, 162, 4, 763-773.

**Negendank J. F. W. (1983)** - Cenozoic deposits of the Eifel-Hunsrück Area along the Mosel river and their tectonic implications. In: *Plateau Uplift*, 78-88.

**Negendank J. (1983)** - Trier und Umgebung. *Sammlung Geologischer Führer*, Band 60, 195 p. Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

**Nikishin A. M., Brunet M. F., Cloetingh S. et Ershov A. V. (1997)** - Déformations intraplaques cénozoïques dans la zone nord-téthysienne : influence de la collision téthysienne sur le continent eurasiatique depuis Paris jusqu'au Tien-Chan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 324, IIa, 49-57.

**Penck W. (1924)** - Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. *A. Pencks Geogr. Abhandl.*, Stuttgart, 283 p.

**Penck A. (1925)** - Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. *Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin*, 81-108.

**Philipson A. (1903)** - Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. *Verh. d. 14 Geographentages z. Köln*.

**Pomerol Ch. (1973)** - *Stratigraphie et Paléogéographie. Ere Cénozoïque*. Doin, Paris, 269 p.

**Pruvost P. (1934)** - Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. Description géologique. *Etudes Gîtes Minéraux de la France*. 174 p.

**Quitsow H. W. (1969)** - Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. *Beih. Geol. Jb.*, 82.

**Selzer G. (1958)** - Das postsaalische Relief im Saarland. *Z. d. deutsch. geol. Gesellsch.*, 110, 3, 620.

**Stets J. (1962)** - Zur Geologie der Dhronal-Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). *Notitzbl. hess. L. Amt Bodenforsch.*, 90, 132-159.

**Schwarzbach M. (1961)** - *Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie*. Stuttgart, 2<sup>e</sup> éd., 275 p.

**Stickel R. (1927)** - Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. *Beitr. zur Landesk. der Rheinlande*, 5, 104 p.

**Théobald N. (1930)** - Note sur le contact entre les quartzites dévoniens et le grès à *Voltzia* dans le pays de Sierck (Moselle). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 212-213.

**Théobald N. (1932)** - Le Pays de Sierck. *Bull. Soc. Hist. nat. Moselle*, XXXIII, 4e sér., IX, 5-45.

**Théobald N. (1952)** - *Aperçu géologique du Territoire de la Sarre*. Publications de l'Université de la Sarre, West-Ost-Verlag, Sarrebrück, 80 p.

**Villemin T. (1985)** - *Tectonique en extension, fracturation et subsidence : le fossé rhénan et le bassin de Sarre-Nahe*. Thèse Univ. Paris VI, Mém. Sci. Terre, Paris 86-01, 270 p.

**Villemin T. (1986)** - La chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Est de la France et le Sud-ouest de l'Allemagne du Permien à l'Actuel. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.303, Série II, 18, 1685-1690.

**Voisin L. (1981)** - *Le modelé schisteux en zone froide et tempérée, mécanismes générateurs et formes essentielles*. Thèse Univ. Paris IV, 883 p.

**Ziegler P. A. (1990)** - *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Internat Petroleum Mij., 2<sup>e</sup> éd., 239 p.

**Zöller L. (1985)** - Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*. Trier.

Manuscrit reçu, le 5 Mai 1997, accepté le 30 Juillet 1998