

Les Journées d'études vosgiennes
tenues depuis 1980

Fraize et la Haute Vallée de la Meurthe

**Actes des 21^e Journées d'études vosgiennes
du 24 au 27 octobre 2019**

**réunis par CHRISTIAN EURIAT,
PIERRE LABRUDE, JEAN-PIERRE HUSSON**

Fédération des Sociétés Savantes de Vosges, Épinal

JACQUES LE ROUX

Maître de conférences honoraire en géosciences, université de Lorraine

DOMINIQUE HARMAND

Professeur de géographie, LOTERR, université de Lorraine

LE RÔLE DE LA GÉOLOGIE ET DU CLIMAT SUR LA RÉGION DE FRAIZE

Les hautes vallées de la Meurthe : les empreintes glaciaires et périglaciaires

Les vallées de la Meurthe et de la Petite Meurthe : une position centrale dans les Hautes Vosges

La vallée de la Haute Meurthe se trouve au cœur du Massif vosgien, sur le versant lorrain des Vosges, dans un secteur de divergence hydrographique (fig. 1)¹. Toutefois, la Meurthe est l'une des seules rivières à présenter une direction sud-nord, les autres cours d'eau vosgiens du versant lorrain étant orientés SE-NO ou SO-NE, parfois en lien avec les failles du substratum varisque des Vosges (voir 2^e partie). Seules la petite Meurthe à l'ouest du Valtin et la Grande Meurthe au nord de cette même localité, possèdent localement ces orientations, respectivement SE-NO pour la première et NO-SE pour la seconde. Fraize se trouve dans le secteur de confluence de ces deux vallées vers 500 m d'altitude.

La Meurthe, rivière de 106 km, qui rejoint la Moselle à Pompey, présente des caractères plus montagnards que la Moselle. En effet, sa source se situe à 1190 m sur le versant nord du Hohneck (715 m pour la Moselle), et son fond de vallée est à environ 750 m au Valtin (environ 600 m pour la Moselle à Bussang en contrebas de sa source). Pourtant son bassin versant fut moins englacé pendant les périodes froides du Quaternaire².

1 J. LE ROUX, D. HARMAND (2008), « La mise en place du relief des Vosges autour de la vallée de la Cleurie », actes du colloque universitaire « Xavier Thiriat », Le Tholy, 19-20 septembre 2008, Association des Amis de la vallée de Cleurie, 2011, p. 28-43.

2 J.-C. FLAGEOLLET (2002), *Sur les traces des glaciers vosgiens*, Paris, CNRS Éditions, 212 p.

Les vallées de la Meurthe et de la Petite Meurthe autrefois englacées

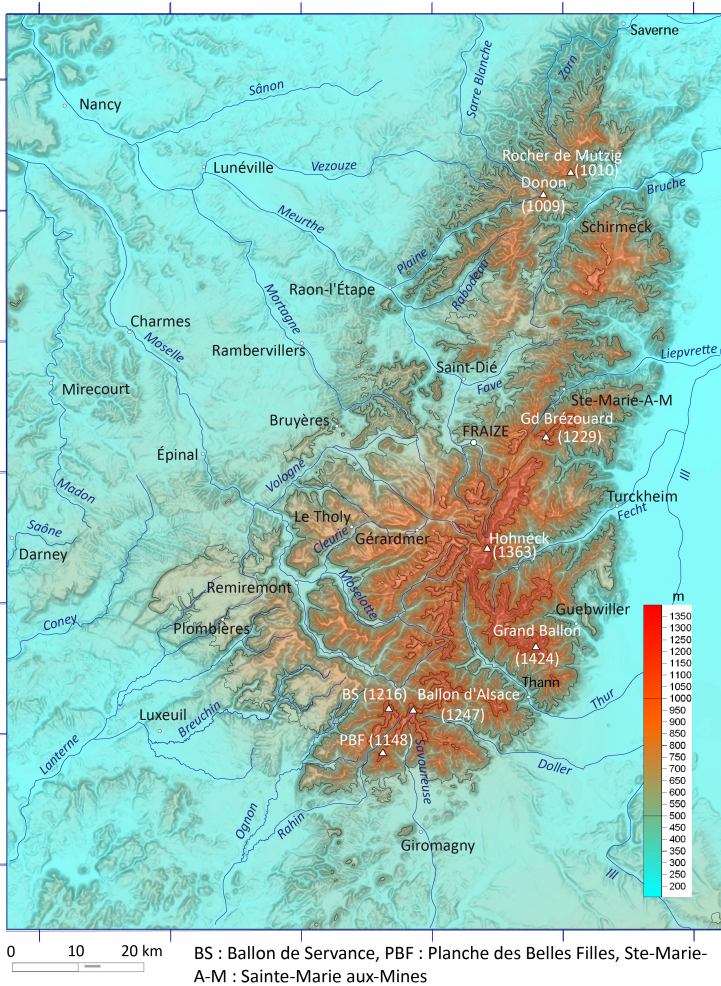


Fig. 1 : carte orohydrographique du Massif vosgien. D'après J. Le Roux, 2008.

Bien que moins riches en témoins glaciaires que les autres vallées du bassin versant supérieur de la Moselle, la vallée de la Meurthe possède des formes de terrain et des formations (dépôts) qui révèlent un englacement au Quaternaire.

À l'est, la vallée de la Meurthe est une vallée glaciaire typique constituée de sections larges, les *ombilics* (au sud du Rundstein, au nord du Valtin, au sud du Chorin, au sud d'Habeaurupt (photographie 1) et de sections étroites, *les verrous* (fig. 2 et 3). Ces derniers (verrous du Rundstein, du Rudlin et du Chorin, accidentés de rochers proéminents [appelés *roches moutonnées* si leur



Photographie 1 : vallée de la Meurthe au sud de Plainfaing (ombilic d'Habeaurupt, vue prise vers l'amont). Photographie D. Harmand.

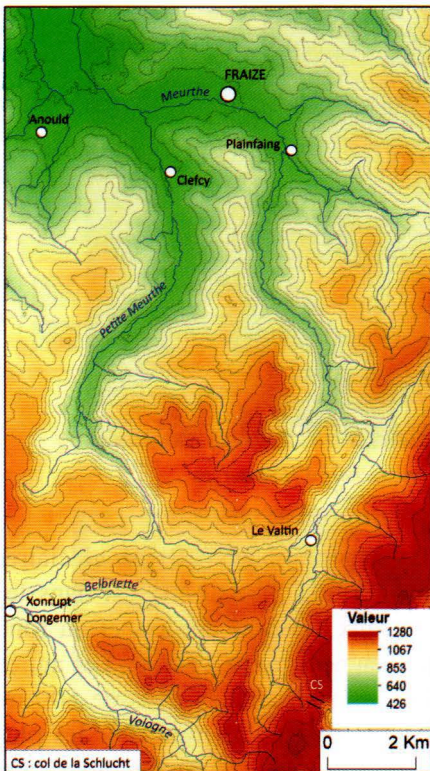


Fig. 2 : Carte orohydrographique du bassin supérieur de la Meurthe.

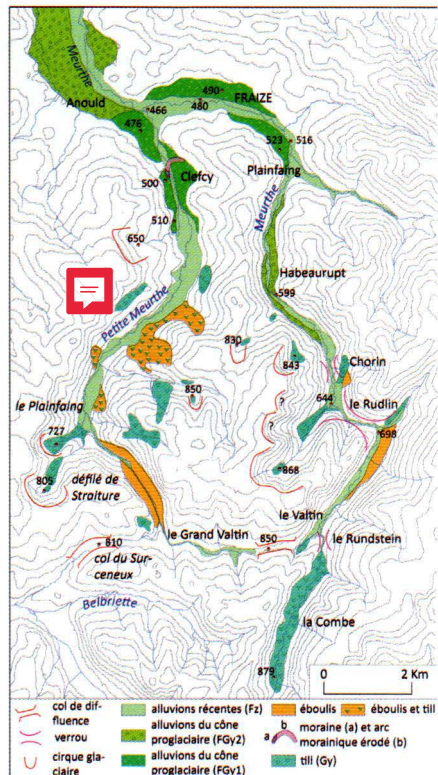


Fig. 3 : carte des modelés glaciaires et fluviaux du bassin supérieur de la Meurthe.

face lisse a été polie par les glaces], correspondent à un remplissage de fond de vallée peu épais. À l'opposé, dans les ombilics, l'épaisseur des dépôts meubles est plus grande, atteignant par exemple 25 m au nord de l'ombilic du Valtin³.

3 BRGM, site infoterre : 341-7-1021.

Plus au nord, à Plainfaing, au lieu-dit d'Habeaurupt, une coupe de 50 m de longueur et environ 1,50 m de hauteur permet d'observer, sous le remblai récent, une formation grossière à éléments arrondis en granite et en migmatite (photographie 2). Ceux-ci sont constitués surtout de galets jointifs de plusieurs centimètres de longueur (maximum de 15 cm), de nombreux blocs de dimension métrique et d'une matrice sableuse grossière. Cette formation perchée de quelques mètres au-dessus de la Grande Meurthe correspond à un cône pro-glaciaire construit en aval d'un glacier en recul qui s'appuyait probablement sur le verrou du Chorin (fig. 3).



*Photographie 2 : coupe du cône proglaciaire d'Habeaurupt.
Photographie D. Harmand.*

À l'ouest dans la vallée de la Petite Meurthe, les vestiges glaciaires sont formés en premier lieu par le cirque dit du Plainfaing (c'est dans les *cirques*, formes de relief en amphithéâtre, aux versants abrupts et au fond plat, que la neige accumulée se transformait en névé puis en glace). Les autres cirques se trouvent à l'ouest de la vallée de la Meurthe, à plus de 800 m. Ces cirques sont orientés vers le nord ou vers l'est en relation avec les plus fortes accumulations neigeuses. L'altitude du fond des cirques indique que, lors de la dernière glaciation, la limite des neiges permanentes se trouvait vers 700-800 m d'altitude au sud de Fraize⁴ (fig. 4). L'auteur a cartographié plusieurs cirques dans le bassin supérieur de la Meurthe. Toutefois, la forme peu marquée de ces cirques et surtout l'absence de fond plat plaide plutôt en faveur de niches de nivation qui possédaient des névés pendant les périodes froides, mais pas de glaciers.

⁴ F. MÉNILLET & coll. (1978), *Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000)*, feuille Gérardmer (341). BRGM, Orléans : formations superficielles, 64 p. + 8 tab.

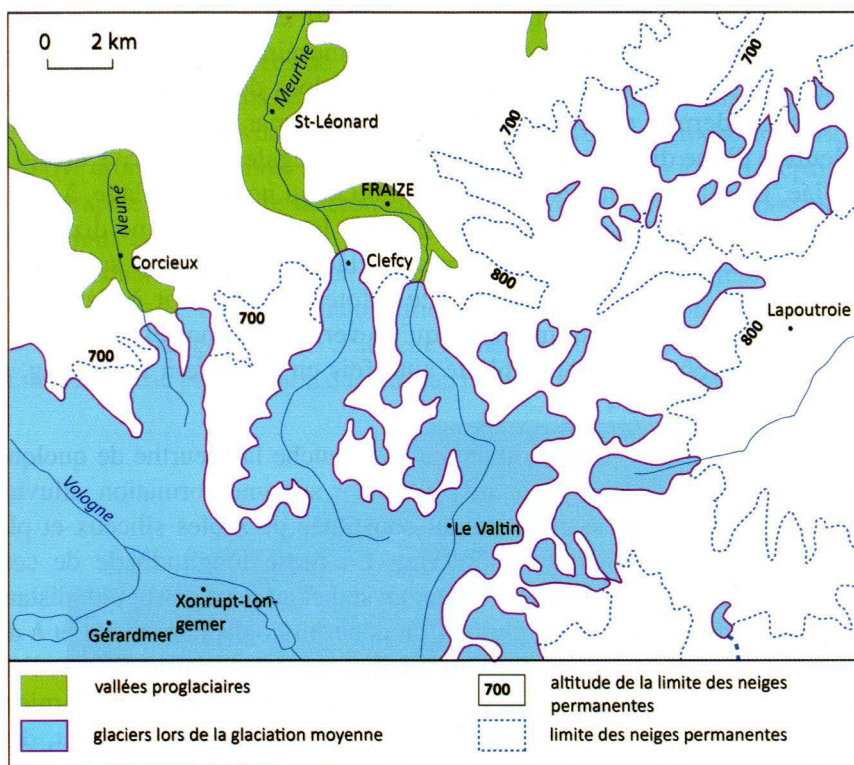


Fig. 4 : carte de l'extension glaciaire maximale dans les environs du bassin supérieur de la Meurthe. D'après Ménillet, 1978.



Photographie 3 : moraine de Clefcy. Photographie D. Harmand.

Dans la même vallée, on trouve plus au nord, en rive gauche, au Clefcy (Ban-sur-Meurthe), les restes d'un vallum morainique (photographie 3). Ce vallum au sommet arrondi est jalonné de blocs de granite parfaitement arrondis. Ce dernier est bordé au sud et à l'ouest par un replat qui domine la Meurthe d'une dizaine de mètres et qui existe également en rive droite de la vallée. Le relèvement des altitudes de 500 m au nord du village, à 510 m au sud, montre que la terrasse 2 qui domine la Meurthe d'une dizaine de mètres est très probablement un cône proglaciaire (noté FGx sur la carte géologique de France au 1/50000, site infoterre), construit à l'aval d'un glacier qui s'était retiré au moins jusqu'au verrou du Chastel. On retrouve un reste de ce cône-terrasse exploité autrefois en gravière à Plainfaing, au lieu-dit Sondreville, à 470 m.

En aval, la terrasse 1 qui domine en rive gauche la Meurthe de quelques mètres à Anould et Saint-Léonard se trouve sur une formation alluviale de plus de 25 m de puissance, surtout constituée de sables siliceux et plus rarement de galets (notée Fy, infoterre). La pente longitudinale de cette terrasse (450 m et 425 m respectivement au sud et au nord d'Anould, distants d'environ 2,5 km) l'apparente plutôt à un cône fluvioglaciaire distal et à des alluvions pro-glaciaires⁵. Les deux formations fluvioglaciaires FGx et FGy, correspondant aux terrasses 1 et 2, ont été rapportées aux deux dernières glaciations traditionnelles, Riss et Würm⁶, l'avant-dernière coïncidant, dans les vallées de la Meurthe et de la Petite Meurthe, avec des glaciers issus d'une calotte glaciaire recouvrant les Vosges. Toutefois, la faible altération des matériaux constituant les galets et les blocs⁷, et la faible altitude relative de la terrasse 2 de Ban-sur-Meurthe à Clefcy (environ + 10m au-dessus de la Meurthe) tend à situer les alluvions FGx et Fx dans la dernière glaciation du Würm. C'est le cas sur le versant haut-saônois des Vosges où les vestiges de la glaciation moyenne autrefois rattachées au Riss sont désormais datées du Würm, notamment du stade isotopique 3 [entre 59 et 24 000 ans avant l'Actuel], grâce aux données de la tourbière de la Grande Pile⁸.

Cela supposerait de considérer, qu'au sud de Fraize, une calotte glaciaire a recouvert les Vosges pendant la dernière glaciation, avant les derniers glaciers de vallées qui ont existé pendant la période la plus froide, située entre 24 et 12 000 ans (glaciation récente, Séret *et al*, référence 7).

5 J.-C. FLAGEOLLET (2002), *op. cit.*

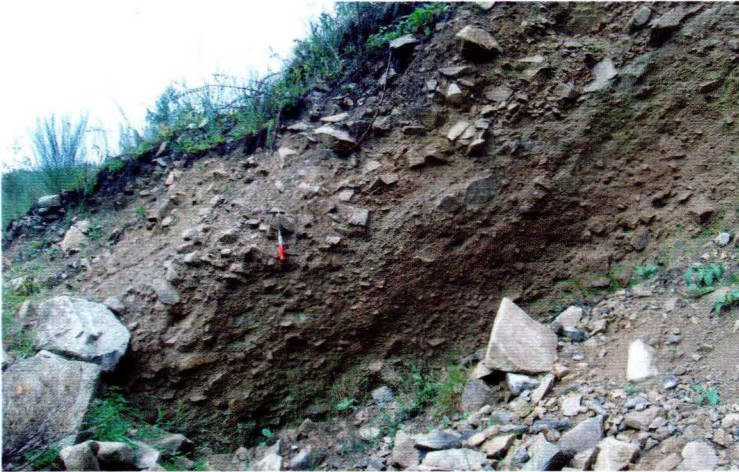
6 F. MÉNILLET & coll. (1978), *op cit.*

7 F. MÉNILLET & coll. (1978), *op cit.*

8 G. SERET, E. DRICOT, G. WYANSARD (1990), « Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle », *Nature*, vol. 346, p. 453-456.

Les éboulis périglaciaires

Les versants des vallées de la Petite Meurthe et de la Meurthe sont en outre recouverts d'éboulis grossiers mis en place après la fonte des glaciers, comme au défilé de Straiture où les deux versants sont recouverts de blocs rocheux métriques, et en rive droite de l'ombilic du Valtin où elles atteignent jusqu'à 20 m d'épaisseur⁹ (photographie 4). La forte hétérométrie des éboulis, constitués par des blocs et des cailloux anguleux et d'une matrice surtout sableuse, ainsi que l'absence de litage, indiquent que la formation est un diamicton [dépôt non lité représenté par à peu près toutes les classes granulométriques] de pente mis en place par gravité et probablement par gélifluxion. Celle-ci est une descente en masse des matériaux, alimentée en eau par la fusion du manteau neigeux ou de glace interstitielle.



Photographie 4 : coupe des éboulis du Rudlin (rive droite de la Meurthe).
Photographie D. Harmand.

L'abondance des éboulis est due à trois facteurs : d'une part, la cryoclastie [alternances de gel et de dégel fragilisant la roche] au Tardiglaciaire [18000-11700 ans avant le présent], d'autre part, la dynamique paraglaciale. En effet, la détente mécanique des versants rocheux après la fonte des glaciers a favorisé l'ouverture des fractures dans la roche et facilité la cryoclastie. Enfin, les dénivellations qui atteignent plusieurs centaines de mètres ont favorisé la gravité responsable de la mise en place des éboulis. En 1978, Ménillet signale que les éboulis remanient par endroits des *tills* [matériaux déposés directement par un glacier], comme dans la vallée de la Petite Meurthe (fig. 3). Ces éboulis constituent aussi une partie du remplissage du fond de vallée dans la vallée de la Meurthe près du Rudlin¹⁰.

⁹ F. MÉNILLET & coll. (1978), *op cit.*

¹⁰ Site Infoterre : 341-7-1021.

Ainsi, les vallées de la Meurthe et de la Petite Meurthe offrent un paysage hérité de la dernière glaciation. Les tourbières de fond de vallée, comme au nord de l'ombilic du Valtin (étang des Dames) ou dans le fond des cirques, se sont formées à l'Holocène [interglaciaire qui fait suite au Tardiglaciaire et dans lequel nous nous trouvons], en raison du mauvais drainage qui caractérise les anciens territoires englacés.

Une morphologie héritée de l'histoire géologique

Bien qu'omniprésente, la morphologie glaciaire ne représente que des retouches à un paysage hérité d'une longue histoire géologique qui a vu se construire et se détruire des environnements extrêmement variés qui ont laissé des empreintes tout aussi variées, mais fondamentales pour comprendre les paysages actuels. Les différentes facettes de cette histoire ont été abondamment étudiées lors des présentations des Journées d'études vosgiennes depuis Châtenois en 2006. On ne présentera donc ici qu'un résumé sommaire de l'histoire géologique, laissant la possibilité au lecteur d'approfondir le sujets^{11,12}.

Histoire géologique rapide du Massif Vosgien (fig. 5, 6)

Le cycle varisque (ou Hercynien)

Celui-ci s'est déroulé approximativement de -550 à -300 Ma (millions d'années). Pendant cette période s'est érigée une colossale chaîne de montagne résultant d'une série de collisions continentales qui ont fini par constituer un continent unique, la Pangée, à la fin de l'ère Paléozoïque (ou Primaire)^{13,14,15}.

Les restes de cette chaîne s'étendent actuellement depuis le Massif bohémien jusqu'aux Appalaches (est des États-Unis), couvrant l'Europe centrale et

11 A. LEXA-CHOMARD, C. PAUTROT (coord.) (2006), *Géologie et géographie de la Lorraine*, Metz, Éditions Serpenoise, 286 p.

12 J.-P. GÉLY, F. HANOT (dir.) *et al.*, (2014), Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie, *Bulletin Inf. de Géologie du Bassin de Paris*, mémoire hors-série n°9, 228 p., 1 pl.

13 J. LE ROUX, D. HARMAND, « Les paysages naturels de la Haute vallée de la Moselle. Rapide histoire géologique du Sud vosgien », actes des Journées d'études vosgiennes, Le Thillot, 27-29 octobre 2007, Société d'émulation du département des Vosges & Société d'histoire de Remiremont et de sa région, Thorax, Nancy, 2008, p. 13-36.

14 J. LE ROUX, D. HARMAND, « Un relief classique sur une déchirure majeure de l'écorce terrestre », *Le Pays de Dompain*, actes des 13^e Journées d'études vosgiennes, 14-16 octobre 2011, Fédération des sociétés savantes des Vosges, Thorax, Nancy, 2012, p. 11-35.

15 J. LE ROUX, D. HARMAND, « Les Vosges : une montagne récente, des héritages anciens », actes des 15^e Journées d'études vosgiennes, *La Bresse et ses vallées, mémoires et histoire de la montagne*, Fédération des sociétés savantes de Vosges, Thorax, Nancy, 2014., p. 13-44

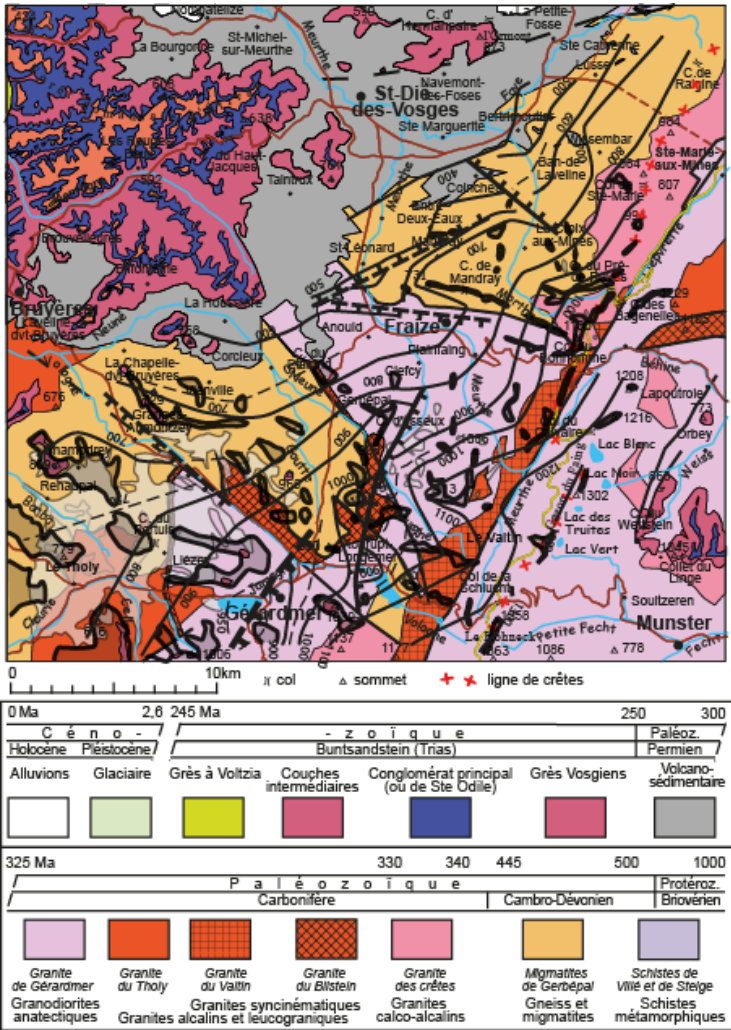


Fig. 5 : carte géologique des environs de Fraize. En gris, trait épais, les replats retenus sur les interfluviaux ; courbes : isohypses de la surface infratriasique.

l’Afrique du nord. En Europe, la structure de cette chaîne a pu être comparée à l’actuelle chaîne de l’Himalaya dont la géométrie des failles (actives actuellement) est très proche des cicatrices cartographiées dans le socle varisque. Les sédiments déposés durant ce cycle ont été portés à de très grandes profondeurs (plusieurs dizaines de kilomètres), portés à de très hautes pressions et températures (jusqu’à 1000 degrés), impliqués dans des chevauchements lithosphériques énormes, injectés dans l’écorce terrestre dans laquelle ils forment actuellement des massifs de roches magmatiques variées (dont les granites), fonction de la nature des roches originales et de la maturation du

magma. La structure de la chaîne varisque, extrêmement complexe, est encore imparfaitement comprise, mais donne lieu à des recherches très actives^{16,17,18}.

Dès le Carbonifère (≈ 350 Ma), la chaîne est attaquée par l'érosion. Elle est progressivement arasée, réduite à l'état de pénéplaine. Sur le Massif vosgien, les bassins carbonifères sont peu représentés. Le Permien, qui termine le cycle varisque, recueille les derniers débris et se dépose dans des dépressions, dont celle de Saint-Dié est la plus vaste à l'affleurement¹⁹. C'est sur une surface pratiquement plane que se déposent les sédiments qui débutent le cycle alpin. Cette surface a reçu le nom de surface infra-triasique (ou pré-triasique). On verra plus loin qu'elle joue un rôle fondamental dans les paysages vosgiens.

Le cycle alpin

La Mer germanique

Au Trias, un large fleuve venant de l'ouest dépose des sables et conglomérats (Buntsandstein) sur une épaisseur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur : les Grès des Vosges, puis une mer progresse vers l'ouest et dépose des marnes et argiles, des calcaires (Muschelkalk argileux, puis calcaire), suivis d'une épaisse série de sédiments évaporitiques (sel et gypse du Keuper) et enfin des sables qui marquent la fin du Trias (Rhétien) et l'interruption de la communication avec la Mer germanique.

Le Bassin parisien

La mer désormais vient de l'ouest et dépose un empilement de couches alternativement calcaires et argileuses sur plusieurs centaines de mètres durant tout la Jurassique.

À la fin du Jurassique (≈ -145 Ma), un resserrement du Bassin parisien fait remonter sa périphérie, l'exposant à l'érosion²⁰, puis une transgression marine dépose partout une couche de craie, en discordance, sur la surface du Jurassique (surface Infracrétacée).

16 K. SCHULMANN, U. SCHALTEGGER, J. JEZEK, A.B. THOMPSON & J.-B. EDEL (2002), « Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening and synconvergent exhumation of thermallyweakened and thinned crust (variscan orogenin western europe) », *American Journal of Science*, vol. 302, p. 856-879.

17 É. SKRZYPEK (2011), *Contribution structurale, pétrologique et géochronologique à la tectonique intracontinentale de la chaîne hercynienne d'Europe (Sudètes, Vosges)*, thèse de doctorat, université de Strasbourg,

18 A.-S. TABAUD (2012), *Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM)*, thèse de doctorat, université de Strasbourg.

19 J. LE ROUX, M. DURAND, D. HARMAND, « La transition paléo-mésozoïque, clé des paysages déodatien », actes des 17^e Journées d'études vosgiennes, 23-25 octobre 2015, *Saint-Dié-des-Vosges et la Déodatie*, Fédération des sociétés savantes des Vosges, Déklic, Saint-Nabord, 2016, p. 13-40.

20 J. LE ROUX (2000), « Structuration du nord-est du bassin de Paris », *Bulletin Inf. de la Géologie du Bassin de Paris*, vol. 37, n° 4, p. 13-34.

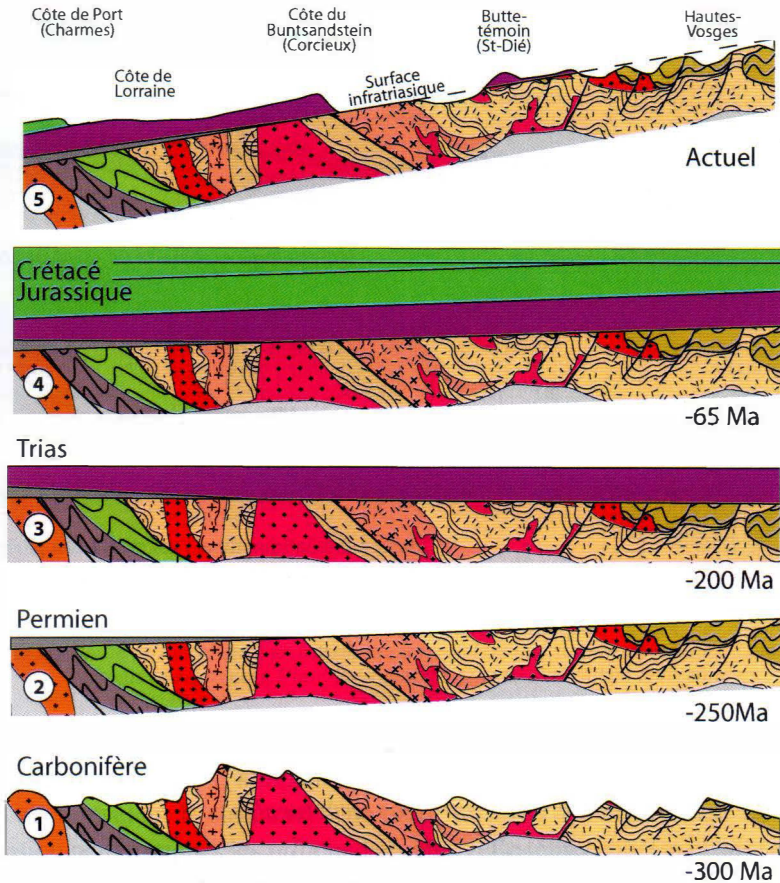


Fig. 6 : évolution géologique du SE du Bassin parisien :
 -300 Ma (1) : fin de la surrection de la chaîne varisque,
 -300/-250 Ma (2) : érosion de la chaîne, établissement d'une pénéplaine,
 -250/-65 Ma (3 et 4) : naissance et remplissage du Bassin parisien,
 -65 Ma/actuel (5) : élévation de l'est du bassin : naissance des Vosges.

Établissement des rivières, dégagement des reliefs

À la fin du Crétacé (≈ -65 Ma), la mer se retire définitivement de l'est du bassin. Les rivières s'installent sur ses rivages en régression²¹, débloquent la craie tendre et s'encaissent dans le Jurassique discordant. Le relief de côte apparaît, soulignant la structure des couches dures.

21 J. LE ROUX, D. HARMAND (2003), « Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, Structural, Morphologic and Hydrologic consequences? Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region at Preizerdaul (Luxembourg) », 14-17 may 2003, Quesnel, coordinator, *Géologie de la France*, vol. 4, n° 1, p. 105-110.

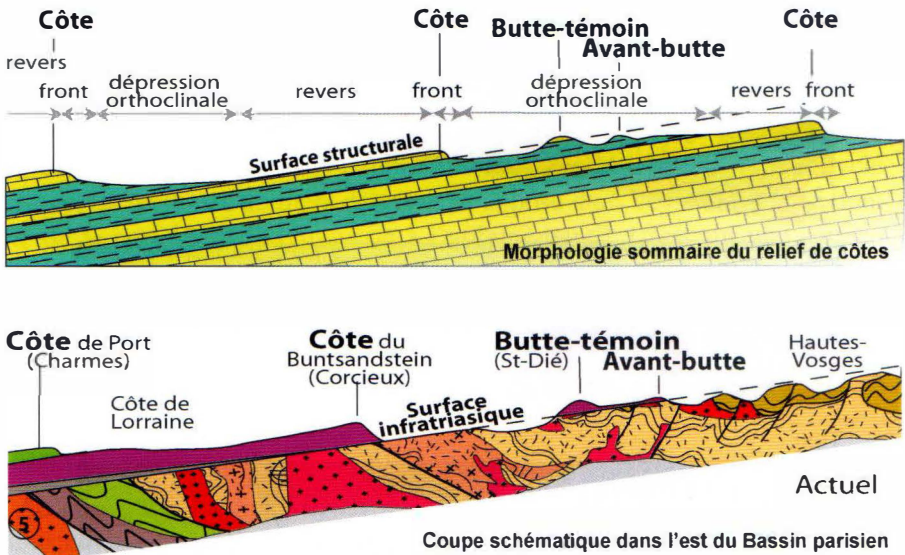


Fig. 7 : comparaison relief de côtes et surface infratriasique.

La surface infra-triasique, clé de l'interprétation structurale

Le dégagement des reliefs et les surfaces structurales

Le réseau hydrographique joue un rôle fondamental dans le dégagement des reliefs de côte, soulignant la fragilité à l'érosion des couches argileuses ou marneuses qui s'abaissent rapidement, grâce à l'évacuation des particules argileuses sous forme de complexes humiques, particulièrement en période de crue, tandis que les calcaires résistent à une érosion essentiellement chimique, moins efficace, et se mettent donc en relief.

La terminologie liée au relief de côte^{22,23} est résumée sur la figure 7 qui montre qu'entre des dépressions (ou plaines), les côtes sont constituées d'un front court et abrupt et d'un long revers dont la partie basale (ou la totalité, comme sur ce schéma) prend le nom de surface structurale parce que sa morphologie se calque

22 J. LE ROUX, D. HARMAND, « La région de Châtenois, un cadre géologique original », actes des Journées d'études vosgiennes, *Pays de Châtenois, la ruralité dans la plaine des Vosges*, Fédération des sociétés des savantes de Vosges, Thorax, Nancy, 2007, p 13-28.

23 J. LE ROUX, D. HARMAND (2013), « Stenay-Montmédy entre Côtes et Causses : géologie, géomorphologie, XLI^e Journées d'études meusiennes, *Stenay et Montmédy sur les marches de la Lorraine*, Stenay, Montmédy, 2013, Société des lettres, sciences et arts de Bar-le-Duc, 22 p.

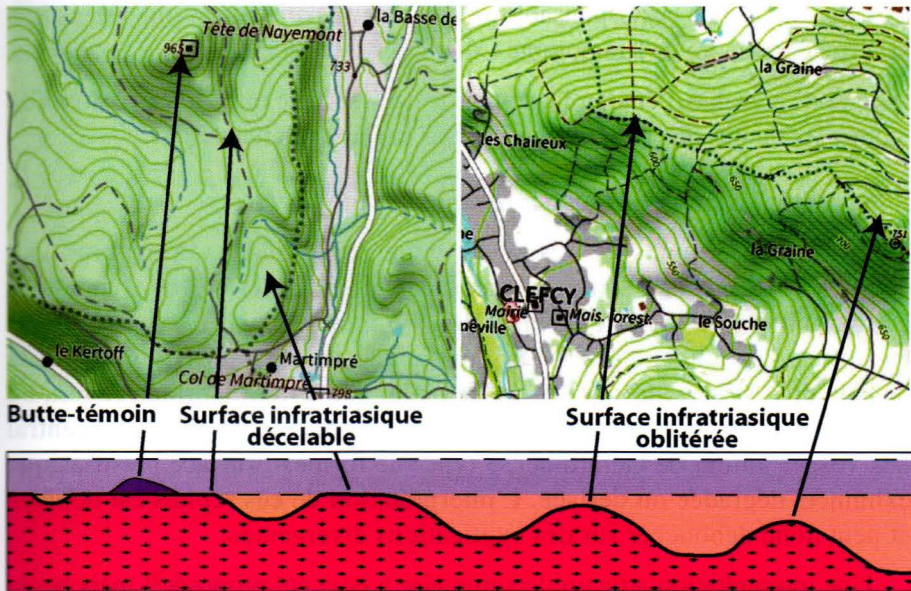


Fig. 8 : la surface infratriasique sur les lignes de crêtes. Lors de l'encaissement des rivières, leurs versants peuvent se raccorder à un interfluve plat, révélant une surface structurale. Lorsque les versants se rejoignent, l'interfluve devient concave, la rendant indécélable.

sur celle des calcaires, simplement débarrassés de leur revêtement argileux, dont elles révèlent la structure. Une autre surface (non figurée ici) ou surface d'érosion peut tronquer les principales côtes ; elle représente les restes (abaissés par l'érosion) de la surface d'érosion infracrétacée²⁴.

Bien que n'étant pas intégrée dans le schéma classique du relief de côtes, car n'étant pas constituée des roches sédimentaires, la surface infratriasique se comporte comme une surface structurale sur laquelle on peut retrouver des buttes-témoins et des avant-buttes (fig. 5 et 8). Les formations volcano-sédimentaires du Permien, et même les Grès Vosgiens (pourtant très résistants à l'érosion) jouent le rôle de formation plus tendre (ou plutôt moins résistante), couronnés par un chapeau protecteur de Conglomérat de Sainte-Odile (ou Conglomérat principal). La notion de roches dures/roches tendres est donc toute relative et devrait se décliner en roches résistantes/roches moins résistantes à l'érosion. Un cas similaire est connu vers le centre du Bassin

24 J. LE ROUX, D. HARMAND (2014), « Le plateau du Barrois, clé de l'origine et de l'évolution du bassin hydrographique », XLII^e Journées d'études meusiennes, Montiers-sur-Saulx, 4-5 octobre 2014, Société des lettres, sciences et arts de Bar-le-Duc.

parisien, où la craie est responsable de la Côte de Champagne²⁵, mais constitue la formation tendre de l'imposante Côte de l'Île-de-France, plus à l'ouest.

Il est donc possible d'étudier la géométrie de la surface infra-triasique avec les mêmes méthodes que celles utilisées dans la Bassin parisien.

À la recherche des témoins et des replats sur les interfluves

Les buttes-témoins et les avant-buttes sont faciles à repérer, car composées de roches sédimentaires bien identifiables. Elles sont toutes cartographiées. Restent les replats plus ou moins dégradés qui subsistent entre ces témoins. La figure 8 montre que selon l'encaissement et la densité du réseau hydrographique, ce replat peut être important, réduit, ou disparaître. J.-C. Flageollet ²⁶ a ainsi cartographié, dans un secteur central des Vosges autour de Gérardmer, 3 types de formes : surface pré-triasique exhumée, dégradée ou dérivée. L'interprétation de ces replats est délicate et peut donc déboucher sur des explications divergentes.

Une interprétation structurale sommaire a déjà été proposée²⁷ mais basée sur la seule présence de replats et témoins bien identifiés, et, le cas échéant, sur la confection d'une surface enveloppe plus ou moins homogène de la topographie. Cette reconstitution cependant laisse apparaître des anomalies inexplicables, par exemple des replats structuraux qui pourraient révéler des accidents tectoniques (fig. 9).

Il a donc été décidé de parfaire la cartographie de ces replats (fig. 5) pour préciser ces secteurs insolites. Leur répartition apparaît très hétérogène, avec une raréfaction et même une disparition vers le nord de la carte. Dans ce secteur, la reconstitution de la surface infra-triasique a donc été réalisée uniquement à partir des affleurements.

Reconstitution de la surface infra-triasique

La nouvelle cartographie (fig. 9) fait disparaître les replats structuraux suspects, faisant intervenir des failles qui ne sont toutefois pas toujours étayées par des observations irréfutables. Elles apparaissent en tiretés. En traits pleins les failles justifiées par de bons arguments (accidents déjà cartographiés ou replats topographiques concordants). Certains correspondent avec des accidents reconnus : celui de Fraize, qui correspond à la limite sud faillée des

²⁵ J.-P. GÉLY, F. HANOT (2014), *op. cit.*

²⁶ J.-C. FLAGEOLLET (2008), « Morpho-structures vosgiennes », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 14, n° 2, p. 75-86.

²⁷ J. LE ROUX, D. HARMAND, 2013, *op. cit.*

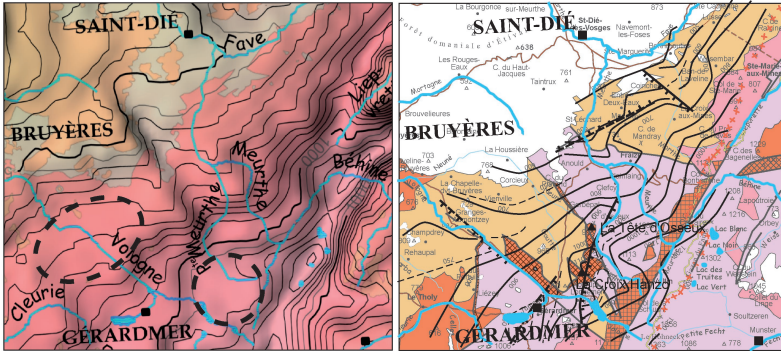


Fig. 9 : la surface infratriasique.
L'interprétation de 2013 (à g.) fait apparaître des replats structuraux qui disparaissent sur la nouvelle, remplacés par des failles.

gneiss et migmatites (fig. 5) ; celui de Coinches, sur la limite faillée du Bassin permien de Saint-Dié...

D'autres ne coïncident pas avec des accidents connus, le plus spectaculaire, atteignant 150 m de rejet, est celui qui s'étend du SO de Plainfaing au S de Xonrupt-Longemer, passant au pied des Massifs de la Tête d'Osseux et de la Croix Hanzo.

Peut-être, le plus marquant est que de grandes failles cartographiées telles que celle qui suit la vallée de la Vologne, ou celle qui limite au NE le massif des Migmatites de Gerbépal (fig. 5), ne se manifestent pas, ou seulement sur une partie de leur trajet, dans la structure de la surface infra-triasique. Cela met en évidence que parmi toutes les failles mises en place lors de l'orogénèse varisque, seules quelques-unes ont été remobilisées et ont joué ultérieurement lors des grandes phases de déformations^{28,29} qui ont suivi.

Leur cartographie précise est actuellement très difficile, brouillée par une structure varisque extrêmement complexe.

28 J. LE ROUX (2000), *op. cit.*

29 J. LE ROUX, D. HARMAND, « Les paysages naturels de la Haute vallée de la Moselle. Rapide histoire géologique du Sud vosgien », actes des Journées d'études vosgiennes, Le Thillot, 27-29 octobre 2007, Société d'Émulation du département des Vosges & Société d'histoire de Remiremont et de sa région, Thorax, Nancy, 2008, p. 13-36.

Conclusion

Malgré un défonçage important des reliefs par un réseau hydrographique dense et un façonnement souvent destructeur des versants par les glaciers et les actions périglaciaires du Quaternaire, les lignes de crêtes entre bassins versants permettent de reconstruire avec une approximation acceptable les déformations qui ont affecté le bâti de la chaîne varisque durant ces dernières 250 millions d'années, après la mise en place de la surface infra-triasique.