

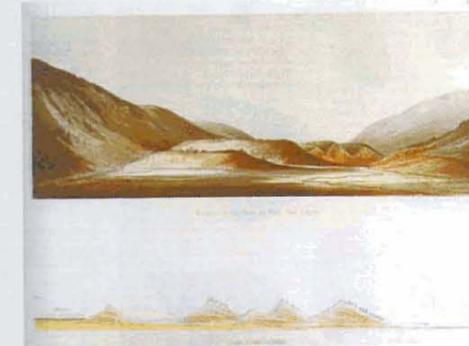


Association des Géologues
du Bassin de Paris

Journées d'automne

samedi 10 et dimanche 11 octobre **2009**

Le Quaternaire du bassin de la Moselle



Le patrimoine minier de la Haute-Vallée de la Moselle



coordination

Micheline HANZO

participation scientifique

**Dominique HARMAND et Marc DURAND,
Francis PIERRE et Alain WÉBER, Cyrille DELANGLE**

SOMMAIRE

LISTE DES PARTICIPANTS.....	p 4
PROGRAMME GÉNÉRAL.....	p 5
CONTEXTE GÉNÉRAL de la LORRAINE et des VOSGES.....	p 7

Thématiques

* QUATERNAIRE.....	p 9
1 – Alluvial - D. Harmand (1) et M. Durand (2)	
2 – Glaciaire - D. Harmand et M. Durand	
* PATRIMOINE MINIER - F. Pierre (3) et A. Wéber (4).....	p 19
* MUSÉOGRAPHIE - C. Delangle (5)	p 23 ⁵

Arrêts

.....	> p 25 ⁷
-------	---------------------

(1) Dominique HARMAND
professeur de Géographie à l'Université Nancy 2, UFR Sciences historiques, géographiques, d'histoire de l'art et de musicologie

(2) Marc DURAND
ex-Maître de conférences en Sédimentologie à l'Université Henri Poincaré Nancy 1

(3) Francis PIERRE
- directeur de fouilles à la Société d'Etude et de Sauvegarde des Anciennes Mines (SESAM)
- chercheur associé Centre d'Histoire des Sciences et d'Histoire des Techniques (CH2ST/ EA 127) Université Paris 1 Panthéon Sorbonne

(4) Alain WÉBER
chargé de cours de paléographie aux Archives départementales de 54 à la Société d'Etude et de Sauvegarde des Anciennes Mines (SESAM)

(5) Cyrille DELANGLE
- professeur de Sciences de la Vie et de la Terre au Lycée André MALRAUX – Remiremont
- responsable du Département de Pétrologie au Centre de Géologie TERRAE GENESIS
- collaborateur scientifique au CNRS-CRPG de Nancy

Aquarelle des moraines du Tholy : Hogard, 1851

Dessin de mine : Vignette du Livre des Mines de Schwaz (Tyrol)

LISTE des PARTICIPANTS

Bellier	Jean-Pierre	jeanpierre.bellier@orange.fr
Bellier	Francine	
Blanc	Annie	annie.philblanc@club-internet.fr
Blanc	Philippe	
Damotte	Renée	brdamotte@wanadoo.fr
Damotte	Bernard	
Malfay	Jean-Pierre	jeanpierremalfay@orange.fr
Malfay	Nicole	
Tomasson	Jacqueline	j.tomasson@aliceadsl.fr
Tomasson	Raymond	
Allouc	Jacques	jdallouc@orange.fr
Auffrère	Marie-Françoise	
Chesnoy	Liliane	
Delangle	Cyrille	cyrille.delangle@ac-nancy-metz.fr
Durand	Marc	mada.durand@wanadoo.fr
Franjoux	Marie-Françoise	
Gély	Jean-Pierre	jean-pierre.gely@gdfsuez.com
Gillmann	Michel	
Hanot	Franck	f.hanot@cdpconsulting.fr
Hanzo	Micheline	myline@wanado.fr
Harmand	Dominique	Dominique.Harmand@univ-nancy2.fr
Heisch	Edouard	edouard.heisch@noos.fr
Lorenz	Jacqueline	jlorenz@wanadoo.fr
Perreau	Michel	
Pierre	Francis	francis.pierre@nordnet.fr
Porchier	Jean-Claude	jean-claude.porchier@acteon.asso.fr
Roulet	Marie-Jo	
Wéber	Alain	

PROGRAMME GÉNÉRAL

samedi 10 octobre
le Quatenaire – patrimoine minier

Départ de la gare de Nancy : 9h

1. Ménil-Flin, région sud de Lunéville (54) – Carte géol. A 1/50000 de LUNÉVILLE (n° 269)
→ présentation Dominique HARMAND

Terrasse alluviale de la Meurthe (très épaisse, à éléments triasiques).

2. Golbey - Chavelot, région nord d'Epinal (88) – Carte géol. à 1/50000 de ÉPINAL (n°339)
→ présentation Dominique HARMAND et Marc DURAND

Cône-Terrasse de la Moselle (à éléments du socle).

3. La Baffe région sud-est d'Epinal (88) – Carte géol. à 1/50000 de ÉPINAL (n°339) et de BRUYÈRES (n°340)
→ présentation Dominique HARMAND et Marc DURAND

Horst d'Epinal, fossé de Bains-les-Bains, bordure faillée du Massif vosgien

Paysage : Moraines surdimensionnées du Tholy (vallée de la Cleurie)

4. Le Tholy : le Beillard, région du Toly - Gérardmer (88) – Carte géol. à 1/50000 de BRUYÈRES (n°340)
→ présentation Dominique HARMAND et Marc DURAND

Glaciations et déglaciations dans la vallée de la Cleurie

Repas : Le Rain Brice (vallée de la Cleurie)

5. Le Thillot, région de Remiremont (88) – Cartes géol. à 1/50000 de GIROMAGNY (n° 411), THANN (n° 412), REMIREMONT (n° 376), MUNSTER (n° 377)
→ présentation Francis PIERRE et Alain WÉBER

Exploitation minière : mines de cuivre (XVI^es. à XVIII^es.)

a* musée des Hautes Mynes

site majeur en histoire des techniques (percement : 1^{ère} apparition de la poudre et hydraulique minière).

b* les mines

- organisation de l'espace minier sur filon penté (Cu dans encaissant volcano-sédimentaire).
- relation exploitation minière et environnement à l'échelle d'un territoire.

Repas et coucher à Remiremont

dimanche 22 mai 11 octobre
le Quatenaire - muséographie

Remiremont : les Arcades, l'Abbatiale (XIII^{ème} siècle) et l'église souterraine romane (XI^{ème} siècle)

Départ de Remiremont : 8h30

6. Vagney : Chèvre-Roche, région est de Remiremont (88) – Carte géol. à 1/50000 de REMIREMONT (n° 376).

→ présentation Dominique HARMAND, Marc DURAND et Cyrille DELANGLE

Paysage : la surface pré-triasique et la vallée en auge de la Moselotte

Discordance socle – Buntsandstein

Blocs erratiques de granite d'une glaciation ancienne

7. Le Syndicat – Saint-Amé, région est de Remiremont (88)

→ présentation Cyrille Delangle

Musée Terra genesis : présentations géologiques régionales, collection de minéralogie.

Repas : Dommartin-les-Remiremont

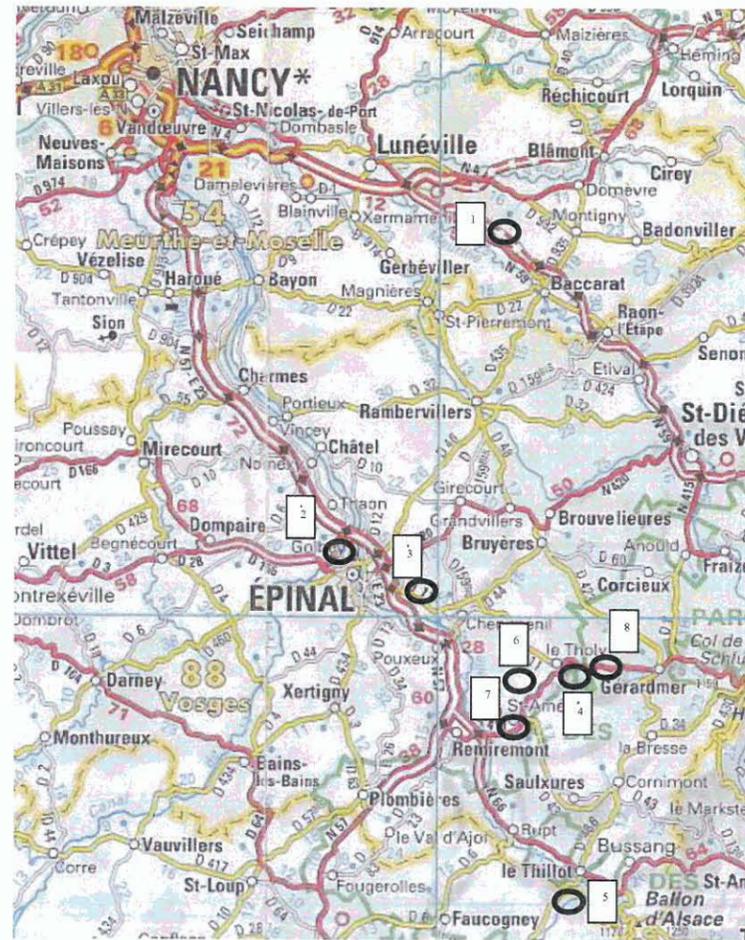
8. Gérardmer : les Roches du Lac (88) – Carte géol. A 1/50000 de GÉRARDMER (n°341),

→ présentation Dominique HARMAND

Lac de barrage morainique

Roches moutonnées du glacier de la Vologne.

Retour vers Nancy



CONTEXTE GÉNÉRAL de la LORRAINE et des VOSGES

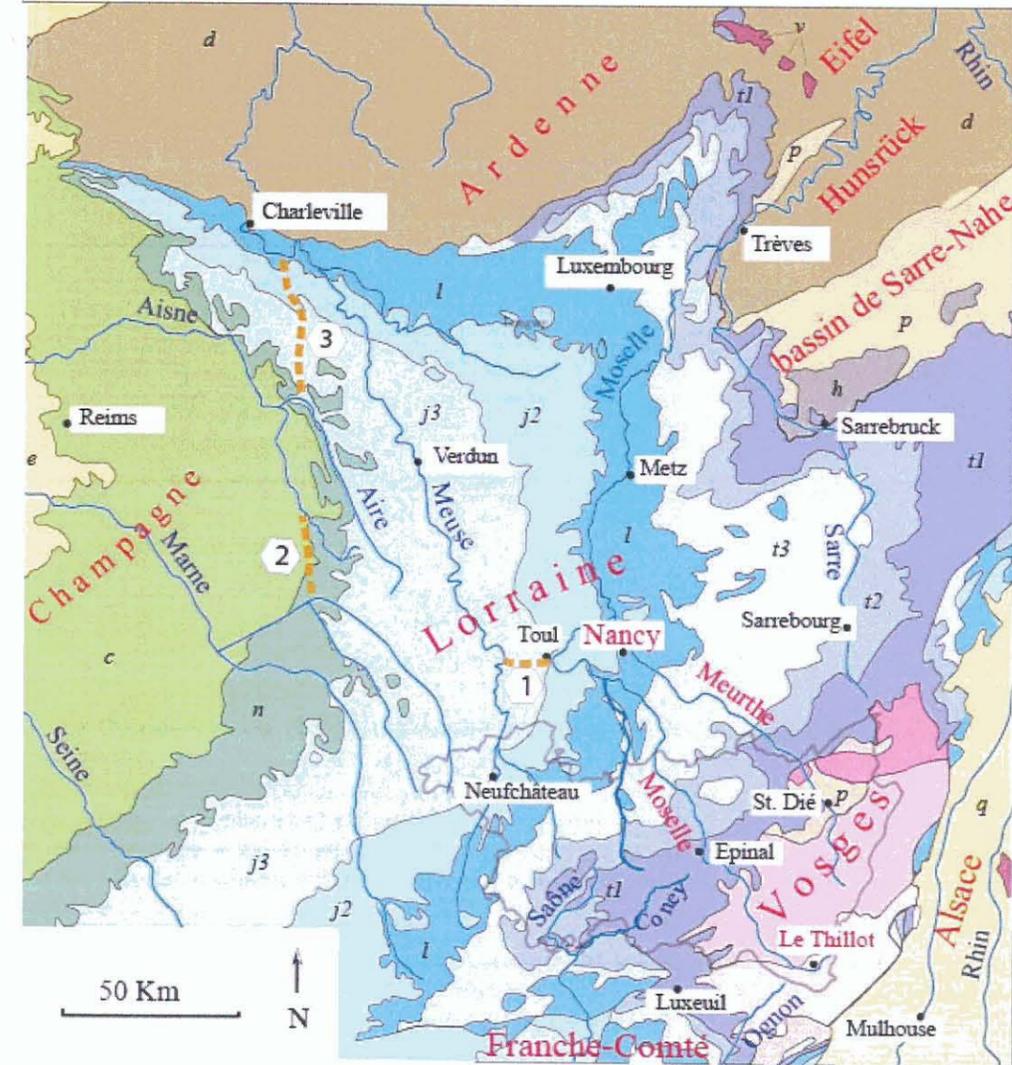
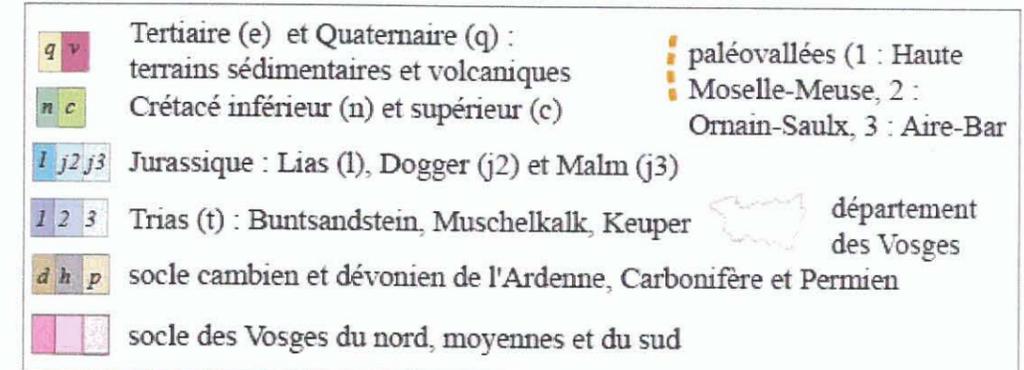


Figure 1 – Carte géologique de l'Est du bassin de Paris (doc. D. Harmand)

Sur le socle varisque pénéplané (fig.1),

- **Le Trias**, succédant au **Permien** en quelques bassins à dépôts essentiellement silico-clastiques, est ici sous influence **germanique**.

Après un épisode fluviatile (venant de l'ouest) au Trias inférieur, qui permet la formation essentiellement des grès du *Buntsandstein*, la mer germanique s'installe au Trias moyen, avec les calcaires du *Muschelkalk*, puis les évaporites du *Keuper* lagunaire, au Trias supérieur.

- **Au Jurassique**, la transgression marine **téthysienne** n'épargne pas les Vosges et progresse vers l'ouest, caractérisée par des faciès de plate-formes, carbonatés et marneux essentiellement, hormis un épisode gréseux en Lorraine septentrionale (local mais important), à l'Hettangien.

- **Au Crétacé**, suite à la grande régression *fini* jurassique, les faciès wealdiens s'expriment, dans le nord-est du bassin de Paris, par des sables et galets, ainsi que par des ferricrètes *in situ* ou remaniées dans le karst. Une transgression marine réapparaît, sables et argiles dominant alors. Le Crétacé n'est seulement représenté en Lorraine que dans l'ouest et le sud du département de la Meuse.

- **Au Tertiaire et au Quaternaire**, la Lorraine subit une évolution continentale, tandis que le Massif vosgien se soulève. Le Quaternaire est marqué par une alternance de périodes froides et tempérées. Il est représenté par des dépôts détritiques liés aux différentes glaciations connues dans les Vosges, aux creusements et alluvionnements dans les vallées et au dégageant du relief de côte dans l'Est du bassin de Paris.

PRÉSENTATION du QUATERNAIRE

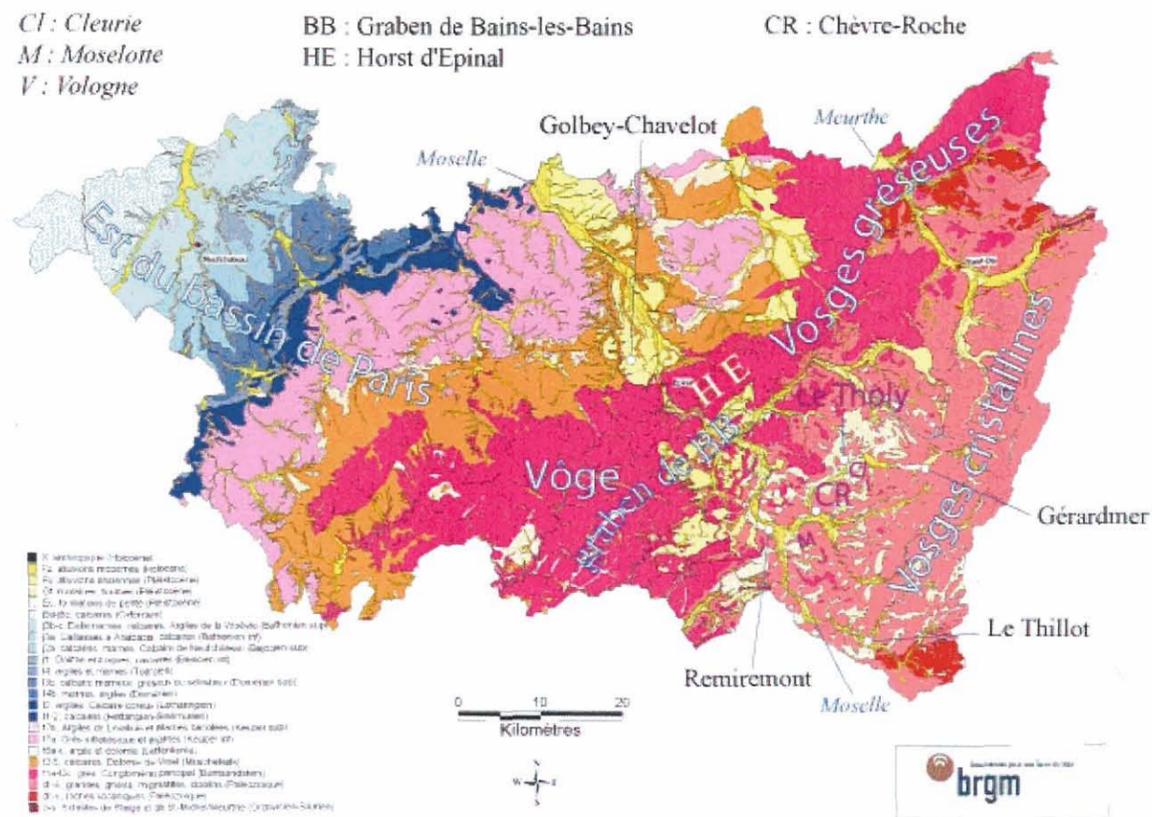


Figure 2 – Carte géologique du département des Vosges (d'après Barchi et Husson, 2007).

1 – Alluvial

Dominique Harmand et Marc Durand

Le Quaternaire de la Lorraine est marqué surtout par trois types de dépôts détritiques : (1) des **dépôts glaciaires** (sens large) sur le versant lorrain des Vosges (fig. 2), (2) des **dépôts de versants** : « éboulis grossiers anguleux » qui tapissent certains versants, comme dans les Vosges cristallines et en Lorraine sédimentaire, « grouine » - équivalent des grèzes litées de Charente - essentiellement sur la Côte de Meuse, et surtout (3) des **dépôts alluviaux** liés au creusement des vallées dans le cadre des alternances climatiques du Quaternaire (fig. 3).

En Lorraine, les grandes vallées sont marquées par leur disposition Sud-Nord, héritage lointain de l'installation probable des cours d'eau originels sur les rivages régressifs de la mer du Crétacé supérieur qui s'est retirée vers le nord (Le Roux et Harmand, 2003), leur fort encaissement qui atteint parfois plus de 200 m, et leur surimposition dans les structures de l'Est du bassin de Paris et dans le socle.

2 – Glaciaire

Dominique Harmand et Marc Durand

Les précurseurs

Le passé glaciaire des Vosges a intéressé de nombreux chercheurs depuis la première moitié du XIX^{ème} siècle. Parmi les précurseurs, il faut citer H. Hogard (1842), chercheur qui identifia très tôt un certain nombre de moraines dont celles du Tholy représentées sur de très belles aquarelles datant de 1851. Signalons aussi que c'est en 1847 que la Société géologique de France s'est réunie pour la première fois à Épinal où on distinguait déjà les traces de trois glaciations dans les Vosges, confirmées au XX^{ème} siècle (Flageollet, 2002) (fig. 4). La Société géologique de France s'est réunie une seconde fois au XIX^{ème} siècle, en 1897, suivie l'année suivante de la Société royale belge de géologie. L'intérêt international suscité par les vestiges glaciaires des Vosges fut encore plus grand dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle et se concrétisa par des thèses internationales : celles de G. Séret en 1966 et de A.I. Salomé en 1968, et des articles dans des revues anglo-saxonnes prestigieuses, comme *Nature* ou *Science*. La référence aux glaciations vosgiennes la plus connue du monde scientifique est certainement la tourbière de la Grande Pile, dans les Vosges saônoises étudiée par les quaternaristes de Louvain-la-Neuve (Woillard, 1978 ; Woillard et Mook, 1982 ; Séret *et al.*, 1990). En effet, la tourbière de la Grande Pile fournit une référence paléoclimatique fondamentale en retraçant l'évolution du climat dans les Vosges depuis 130 000 ans (fig. 5).

Les chercheurs lorrains ont également publié des travaux fondamentaux sur les glaciations vosgiennes, qu'il s'agisse de R. Capot-Rey qui distinguait, en 1938, une glaciation de plateaux et une glaciation de vallée, et surtout de J.C. Flageollet (1988, 2002) qui est probablement l'un des meilleurs connaisseurs des glaciations vosgiennes et qui, surtout, a rendu célèbre la vallée de la Cleurie en montrant les modalités de la dernière glaciation (Flageollet et Hameurt, 1971).

Il faut enfin préciser que, chaque année, des excursions universitaires conduisent des étudiants et des chercheurs dans la vallée de la Cleurie et que les recherches sur l'englacement du Massif vosgien au Quaternaire se poursuivent.

Les glaciations

Actuellement, il est admis que les Vosges ont conservé les traces d'au moins trois glaciations d'étendues décroissantes dans le Massif. La glaciation la plus ancienne du versant lorrain s'est étendue jusqu'au horst d'Épinal, tandis qu'en Haute-Saône, les glaciers issus des vallées de la Moselle et de l'Ognon (rivière de Franche-Comté) ont atteint Lure à des altitudes de seulement 300 m. Pendant la (ou les) glaciation(s) ancienne(s), les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de la Cleurie étaient entièrement recouverts par une calotte glaciaire. La principale phase de creusement des vallées semble avoir précédé la glaciation moyenne, pendant laquelle le plateau du Fossard était partiellement recouvert de glace, tandis que le glacier de la Moselle n'atteignait plus que les environs de Pouxoux. Pendant la dernière glaciation, il s'arrêtait en amont d'Éloyes, à proximité de la ferme de Noirgoux (située en rive droite de la Moselle). Plus en amont, les glaciers restaient cantonnés dans les vallées, ce qui était le cas dans la vallée de la Cleurie.

Comme les glaciations constituent un phénomène planétaire, on a cherché à raccorder les glaciations vosgiennes aux glaciations alpines mises en évidence dès la fin du XIX^{ème} siècle par A. Penck, E. Brückner et L. Pasquier (1894). Aussi a-t-on rattaché les glaciations récente, moyenne et ancienne(s) des Vosges respectivement au Würm, Riss et Mindel(-Günz), noms de rivières bavaroises qui ont donné leurs noms aux glaciations alpines (Flageollet, 1988). Comme les rivières des Vosges sont tributaires de la Mer du Nord, les

chercheurs ont parfois utilisé la chronologie nordique des glaciations utilisant plutôt les termes de Weichsélien, Saalien et Elstérien pour les trois dernières glaciations vosgiennes.

Toutefois, la remise en cause de la chronologie classique à l'échelle planétaire depuis les années 1980 et surtout les données de la tourbière de la Grande Pile fournissent un autre cadre chronologique aux glaciations vosgiennes. Ainsi, trois grandes phases froides ont été mises en évidence dans les Vosges à partir des spectres polliniques. Ainsi, chaque période froide est caractérisée par la rareté des pollens d'arbres et l'abondance des plantes herbacées qui caractérisent aujourd'hui la toundra arctique (Séret *et al.*, 1990). Ces trois périodes froides ont été qualifiées d'« ancienne », de « moyenne » et de « récente ». Celles-ci se situent respectivement avant 130 000 ans (la plus ancienne appartient au Riss alpin ou Saalien), entre 70 000 et 30 000 environ, et entre 30 000 et 10 000 ans (la moyenne et la récente correspondent au Würm ou Weichsélien). L'étude de la tourbière de la Grande Pile montre que, pendant le Würm, il y a eu des fluctuations climatiques fréquentes et rapides pendant lesquelles les périodes froides connurent de soudains réchauffements (ainsi entre 70 000 et 30 000 ans), tandis que des périodes tempérées ont subi de brefs refroidissements (comme avant 70 000 ans). Mentionnons le fait que, pour J.C. Flageollet (1988), les trois générations des vestiges glaciaires des Vosges sont plus anciennes et correspondent aux glaciations du Würm, du Riss et du Mindel. Cette différence d'interprétation s'explique par le fait qu'aucun vestige glaciaire des Vosges lorraines ne dispose de datations absolues.

Ajoutons que l'attrait touristique des Hautes Vosges est lié en partie à son passé glaciaire. C'est le cas pour la Vallée des Lacs, ancienne vallée glaciaire, les roches moutonnées et multiples cascades. Ajoutons également que les témoins glaciaires ont souvent été intégrés aux traditions et aux légendes locales. Ainsi en est-il de la Pierre Charlemagne, non loin du Saut-des-Cuves à Gérardmer ou de la Boule du Diable au nord de la vallée du Chajoux à La Bresse, qui constituent, comme la Pierre Kerlinkin sur le Fossard, des blocs erratiques, de dimensions cyclopéennes, abandonnés par les glaciers. La Pierre du Chaud-Costet du Tholy (appelée aussi Pierre Charlemagne) a été également considérée comme un bloc erratique.

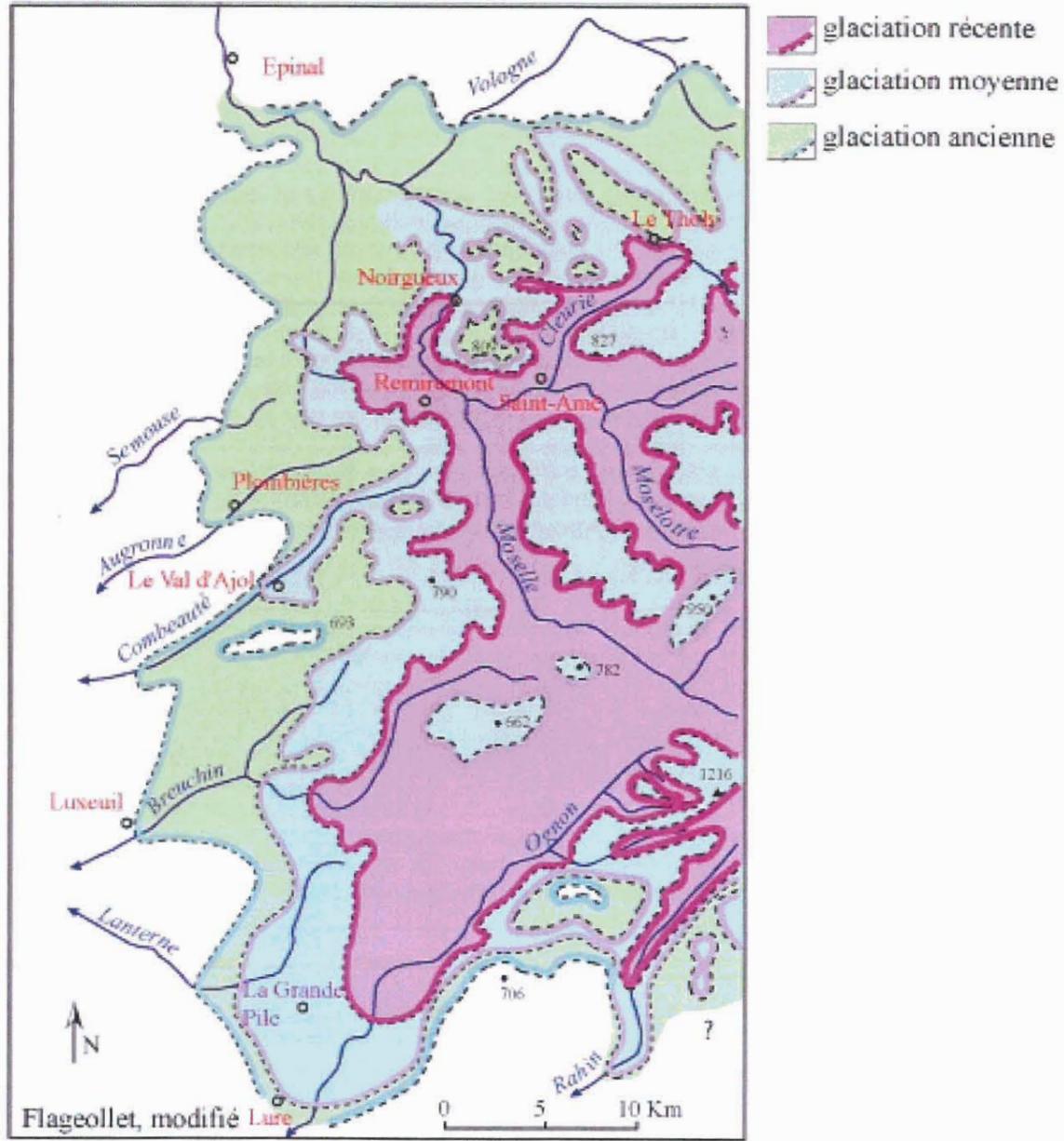


Figure 4 – Carte de l'extension des glaciations vosgiennes (doc. D. Harmand, d'après divers auteurs).

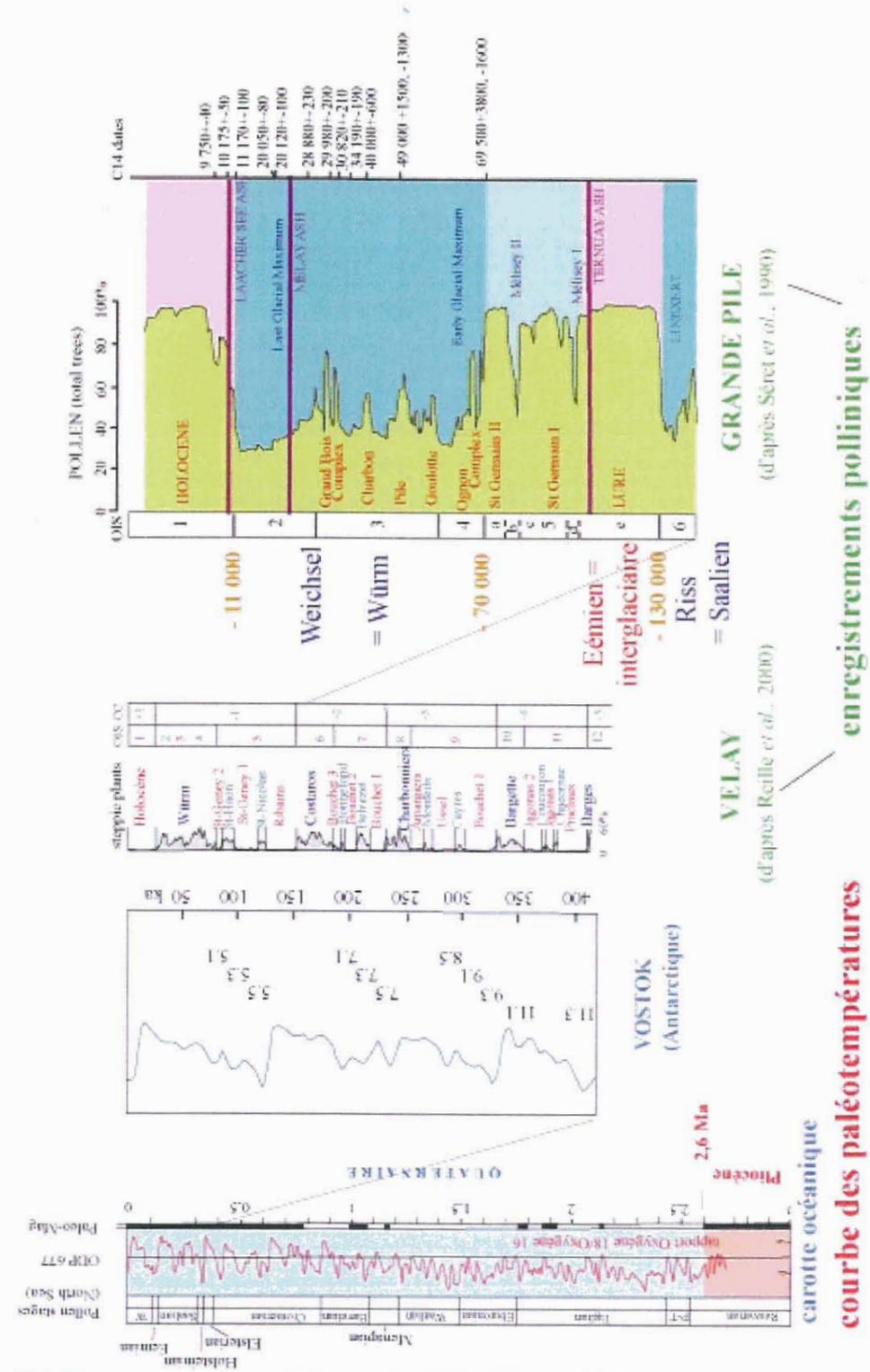


Figure 5 - Cadre chronologique du Quaternaire (doc. D. Harmand, d'après divers auteurs).

Chronologie du Quaternaire : enregistrement des stades et sous-stades isotopiques dans les fonds océaniques et les glaces de l'Antarctide ; enregistrements polliniques des tourbières du Velay et de la Grande Pile (Vosges saônoises)

Bibliographie

- BARCHI P., HUSSON Th. (2007). Inventaire des mouvements de terrain pour le département des Vosges. Rapport final. BRGM /RP55607-FR, 101 p., 32 ill., 4 Ann., 1 carte H. T.
- BEINER M., HARMAND D., OCCHIETTI S., CORDIER S. (2009). Les minéraux lourds des alluvions quaternaires du bassin de la Moselle : nouvelles données. *Quaternaire*, 20, (4), 63-79.
- CAPOT-REY R. (1938). La structure et le relief. In : *Géographie lorraine*, II, 41-107, Nancy.
- CARCAUD N. (1992). *Remplissages des fonds de vallées de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire*. Thèse de Géographie Physique, Univ. Nancy 2, 281 p.
- CORDIER S. (2004). *Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la entre Baccarat et Coblenze : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques*. Thèse de Géographie physique, Université de Paris XII. Volume texte : 287 p, Volume des illustrations : 116 fig., 25 tab., 10 pl. photos.
- CORDIER S., HARMAND D., BEINER M. (2002). Les alluvions anciennes de la Meurthe dans l'Est du bassin de Paris (France, Lorraine) : étude morpho-sédimentologique et essai de reconstitution paléoclimatique. *Revue Géographique de l'Est*, t. XLII, n°4, 197-208.
- CORDIER S., FRECHEN M., HARMAND D., BEINER M. (2005). Middle and upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and the Rhenish Massif. *Quaternaire*, 16, (3), 201-215.
- DURAND M. (2007). Photographies prises au Pré J'Espère en 1995. In : *Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007 : Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre* : 278-280.
- FLAGEOLLET J.-C. (1988). Quartäre Vereisungen in den lothringischen Vogesen : Anzahl, Ausdehnung und Alter, Eiszeitalter u. Gegenwart, Hanover, 38, 17-36, 7 Abb.
- FLAGEOLLET J.-C. (2002). *Sur les traces des glaciers vosgiens*. CNRS Editions, 212 p.
- FLAGEOLLET J.-C. (2007). Contribution à l'intégration des formations du Pré J'Espère dans l'évolution glaciaire de la vallée de la Cleurie. In : *Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007 : « Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre »* : 281-283.
- FLAGEOLLET J.-C. & HAMEURT J. (1971). Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). *Revue géographique de l'Est*, T. XI, n° 2, 119-181.
- HARMAND D. (2004). Genèse et évolution du réseau hydrographique (creusement des vallées et captures) dans les régions de moyennes latitudes : exemple de l'Est du bassin de Paris. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Université de Nancy 2, 272 p., 49 fig., 10 tab.
- HARMAND D., A. KARTIT, S. OCCHIETTI, A. WEISROCK (1995). L'âge de la capture : corrélations entre les formations fluviales saaliennes de la Haute Moselle et de la Meuse. *Revue Géographique de l'Est*, t. XXXV, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), 269-290.
- HARMAND D., OCCHIETTI S., TAOUS A., WEISROCK A. (1995b). Corrélations entre les formations fluviales saaliennes de la Haute Moselle et de la Meuse. In : *Résumés du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995*, p 41.
- HARMAND D., LE ROUX J. (2000). La capture de la Haute Moselle. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Vol. 37, n° 3, 4-14.
- HARMAND D., LE ROUX J. (2006). Partie 3 : La Lorraine géographique. In : *Géologie et Géographie lorraine*, ouvrage collectif. Éditions Serpenoise. Metz, 131-167. (Les paysages actuels de la Lorraine sédimentaire et des Vosges : 134-152. 2 : L'évolution depuis la fin du Mésozoïque : 153-167).
- HARMAND D., LE ROUX J. (2008). Livret guide de l'excursion « site de capture de la Haute Moselle » organisée le 25 avril 2008 en marge de la Réunion des Sciences de la Terre (Nancy-Brabois), 25 p.
- HAYOTTE M. (2004). *Contribution à l'étude de la glaciaire sur le versant occidental des Vosges : le dépôt du Pré-J'Espère*. Mémoire de Maîtrise de Géographie physique. Université de Nancy 2, 75 p.
- HAYOTTE M. (2007). La moraine composite du Pré J'Espère : marge glacio-lacustre du Wechsélien des Vosges. In : *Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007 : « Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre »* : 266-277.
- HOGARD H. (1842). *Observations sur les moraines et les dépôts de transport et de comblement des Vosges*. Impr. Gley, Épinal, 81 p., 13 pl.
- LE ROUX J., HARMAND D. (à paraître). Mise en place du relief des Vosges autour de la vallée de la Cleurie. Actes du Colloque Xavier Thiriat. Le Tholy, 20-21 septembre 2008, à paraître.
- LOSSON B., QUINIF Y. (2001). La capture de la Moselle. Nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, n°37, 1, 29-40.
- OCCHIETTI S. (2007). La forme composite du Pré J'Espère, témoins de plusieurs processus de sédimentation en contexte glaciaire. In : *Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007 : « Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre »* : 284-285.
- PENCK A., BRÜCKNER Ed., PASQUIER L. (1894). Le système glaciaire des Alpes. *Bull. Soc. Sc. Natur.*, Neuchâtel, XXII, 86 p.
- PISSART A., HARMAND D., KROOK L. (1997b). L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 3, 267-284.
- SALOMÉ A.-I. (1968). *A morphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges (France)*. Doctorate, Utrecht University, 98 p.
- SERET G. (1966). Les systèmes glaciaires du Bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Revue belge de géographie*, 90, 2-3.
- SERET G., DRICOT E., WANSARD G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 6283, 453-456.
- SHACKLETON N. J. (1987). Oxygen Isotopes, Ice volume and Sea Level. *Quaternary Science Reviews*, 6, p 183-190.
- TAOUS A. (1994). *Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (Approche sédimentaire et pétrographique)*. Thèse de Géographie Physique. Université de Nancy 2, 201 p.
- WOILLARD G. (1978). Grande Pile Peat Bog : A continuous Pollen Record for the last 140,000 years. *Quaternary research*, 9: 1-21. Washington.
- WOILLARD G., MOOK W. (1982). Carbonate-14 Dates at Grande Pile: Correlations of land and sea chronologies. *Science* 215: 159-161. Washington.

Références cartes géologiques à 1/50 000 :

- DURAND M., VINCENT P.-L. & MINOUX G. (1988). *Carte géol. France, feuille ÉPINAL (339)*-Orléans : B.R.G.M. Notice explicative par Vincent P.-L., Durand M., Guillaume C., Vogt J. & Allemnoz M. (1989), 43 p.
- FLUCK P., MÉNILLET F. (1978). *Carte géol. France (1/50 000), feuille GÉRARDMER (341)*, 2^{ème} édition. - Orléans : BRGM. Notice explicative par : Ménillet F., avec la collaboration de Fluck P., Flageollet J.-C., Maïaux C., Lougnon J., 73 p.
- HILLY J., ALLOUC J., MARCHAL C., (1977). *Carte géol. France (1/50 000), feuille BAYON (268)*. - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par Marchal C., Allouc J., 28 p.
- MÉNILLET F., DURAND M., LE ROUX J., CORDIER S. (2005). *Carte géol. France (1/50 000), feuille LUNÉVILLE (269)*, 2^{ème} édition. - Orléans : BRGM. Notice explicative par : Ménillet F., avec la collaboration de Durand M., Le Roux J., Cordier S., Hanot F., Charret F. (2005), 67 p.
- THIÉBAULT J., THÉOBALD N., HUDELEY H. (1974). *Carte géol. France (1/50 000), feuille GIROMAGNY (411)*. - Orléans : BRGM. Notice explicative par : THÉOBALD N., THIÉBAULT J., BERNATZKY M., 23 p.
- VINCENT P.-L., HAMEURT J., HOLLINGER J., DURAND M., FLAGEOLLET J.-C. (1979). *Carte géol. France (1/50 000), feuille REMIREMONT (376)*. - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières Notice explicative par Vincent P.-L., Flageollet J.-C., Hollinger J., Durand M., Ricour J., Lougnon J., Vogt J., Bonvallet J., 49 p.
- VINCENT P.-L., HAMEURT J., DURAND M., FLAGEOLLET J.-C. (1985). *Carte géol. France (1/50 000), feuille BRUYÈRES (340)*. - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières Notice explicative par Vincent P.-L., Flageollet J.-C., Durand M., Allemnoz M., Vogt J., Delaunay J., Guillaume C., Timbal J., 51 p.

PRÉSENTATION du PATRIMOINE MINIER

Francis Pierre

Le district minier du Thillot (1550-1761)

Le cadre physique

Le district minier de l'ancien ban de Ramonchamp, au sud du Duché de Lorraine, est situé en zone de moyenne montagne dans le bassin supérieur de la Moselle, délimité par deux lignes de crête de séparation avec les versants alsacien et franc-comtois. Ce territoire recouvre les communes de Ramonchamp, Le Thillot, Le Ménéil, Fresse-sur-Moselle, Saint-Maurice-sur-Moselle et Bussang.

L'altitude varie de 450 m à 1200 m. Le district minier, avec un couvert forestier dense, se compose, le long de la Haute Vallée de la Moselle, de trois ensembles miniers principaux bien distincts.

1) Un filon de quartz sub-vertical minéralisé en cuivre gris argentifère.

Ce filon reconnu au XVI^e siècle sur 4 km, recoupe deux vallées, actuellement, respectivement les territoires des communes de Fresse-sur-Moselle et de Bussang. Les colonnes minéralisées, localement riches en argent ont été exploitées au XVI^e siècle.

2) Un ensemble de petits gisements de minerais de cuivre et de fer.

Ils sont principalement concentrés dans " la colline des charbonniers " à Saint-Maurice sur Moselle.

3) Un secteur avec trois filons de quartz minéralisés en sulfures de cuivre et de molybdène.

Ils sont répartis sur le territoire du Thillot.

Le cadre géologique

Le hameau « les Mines » est situé à 2 km au sud du Thillot (Vosges), sur le versant nord-est de la Tête du Midi (fig. 6). La configuration géologique de ce secteur en " zone minéralisée dont l'allure générale est celle d'un filon ", a autorisé une exploitation simultanée des amas minéralisés sur chaque versant, de part et d'autre de la ligne de crête, la ligne de partage des eaux faisant frontière entre l'Etat Lorrain et la Comté espagnole (française par la suite). Les divers filons affleurant à la surface furent le siège d'exploitations minières du côté Thillot, aux abords et au-dessus du hameau « les Mines », et côté Comtois, sur le versant sud-ouest de la Tête du Midi par le réseau minier dit de Château Lambert.

Sur le quart nord-est de la carte géologique de Giromagny (fig. 7), le bâti épars du hameau « les Mines » repose sur des roches associées aux granites, principalement des diorites et des syénodiorites, ainsi que des arkoses, grauweekes, pélites ou tufs du Viséen; çà et là émergent quelques pointements de « granites des ballons » ou de microgranite. Des dépôts glaciaires essentiellement morainiques sont également présents, mais affectent peu la zone minière connue. Le relief de ce secteur est marqué par un substratum hercynien en roches dures, rarement affleurantes, car souvent masquées naturellement (éboulis de pentes, blocs, humus en couvert forestier) ou par des aménagements anthropiques de diverse nature liés aux travaux miniers : anciennes cultures, étangs, haldes, etc.

Mines et travaux de recherche sont disséminées dans un rayon de deux kilomètres autour de la Tête du Midi, en un ensemble filonien hydrothermal à molybdène et cuivre ramifié, dont l'orientation générale est N 135 - N 140°, selon un pendage Sud-Ouest compris entre 20 et 70°. Les filonnets siliceux, de puissance variable, sont minéralisés en molybdénite, chalcopryrite, pyrite et divers minerais de cuivre (bornite, chalcosine, etc.). De

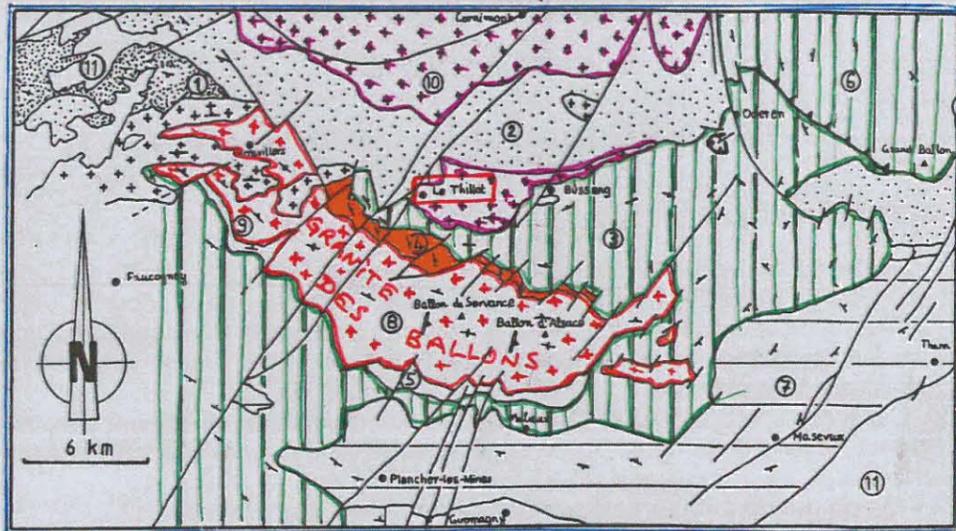


Figure 11.3 : Carte synthétique des directions structurales dans les Vosges méridionales (d'après Fluck-Von Eller, modifiée.)
 1 gneiss et migmatites du Val d'Ajol. 2 granite fondamental et granito-gneiss (Hameurt 1970). 3 série volcanosédimentaire d'Oderen, Malvaux et Plancher-Bas. 4 plutonites septentrionales. 5 plutonites méridionales. 6 série schisto-grauwackeuse du Markstein. 7 série volcanosédimentaire de Thann-Giromagny. 8 granite des Ballons. 9 granite de Corravillers. 10 granites et microgranites (dont magmatisme des Crêtes). 11 terrains post Dévono-Dinantien.

++ Granite des Ballons (Namurien)

|| Série volcano-sédimentaire d'Oderen, Malvaux... (Viséen)

■ Plutonisme basique de la bordure septentrionale du Massif des Ballons. (Viséen)

⋯ Granite "fondamental" et granito-gneiss

⊕+ Granites intrusifs des Vosges Moyennes (dont γ des Crêtes)

Extrait de F. ANDRÉ, 1933
 (Thèse Université Nancy I)

Figure 6 - Directions structurales dans les Vosges méridionales (carte synthétique de M. Deschamps).

grands accidents décrochants (failles), orientés N 50 - N 60° avec un pendage Nord-Ouest d'environ 60°, affectent la zone filonienne côté Thillot, plus particulièrement les réseaux dits « de Saint-Henry » et de « Saint-Charles », ainsi que les filonnets côté Château Lambert. La carte géologique de Giromagny présente 2 indices minéralisés : n° 52, filonnets du Thillot - Les Mines ; n° 51, filonnets de Château Lambert, et le Mémoire du BRGM n° 87 reprend les 6 principaux filons métallifères localisés par E. Raguin et Mr Jacqmin, en 1946.

Le filon principal affleure à la ligne de crête (cote 830 à 840). Entre 1560 et 1761 environ, il a été exploité en grande partie jusqu'à la cote 680 du côté Comtois, essentiellement pour l'exploitation du cuivre, parfois argentifère. Lors de ses missions Vosges, le BRGM a reconnu " cinq lentilles d'enrichissement séparées par des serrées plus ou moins longues (ce qui limiterait l'allongement exploitable à 200 m) [...]. La teneur moyenne en Mo S₂ approchant 1/2%, d'après les enseignements de la dernière exploitation ".

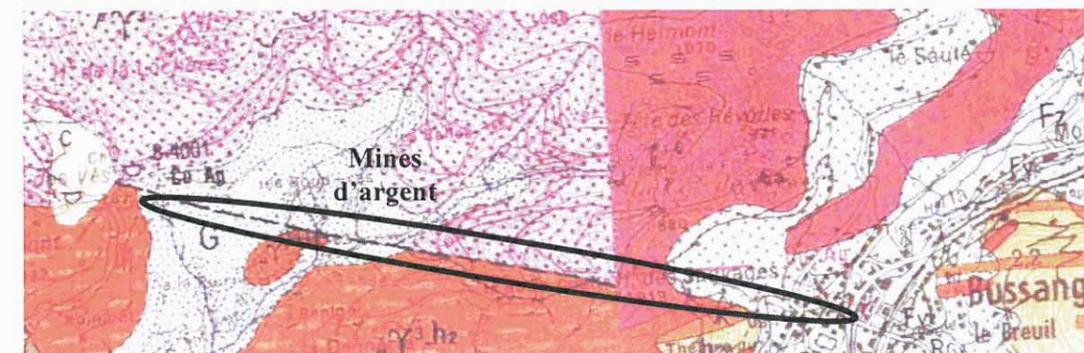
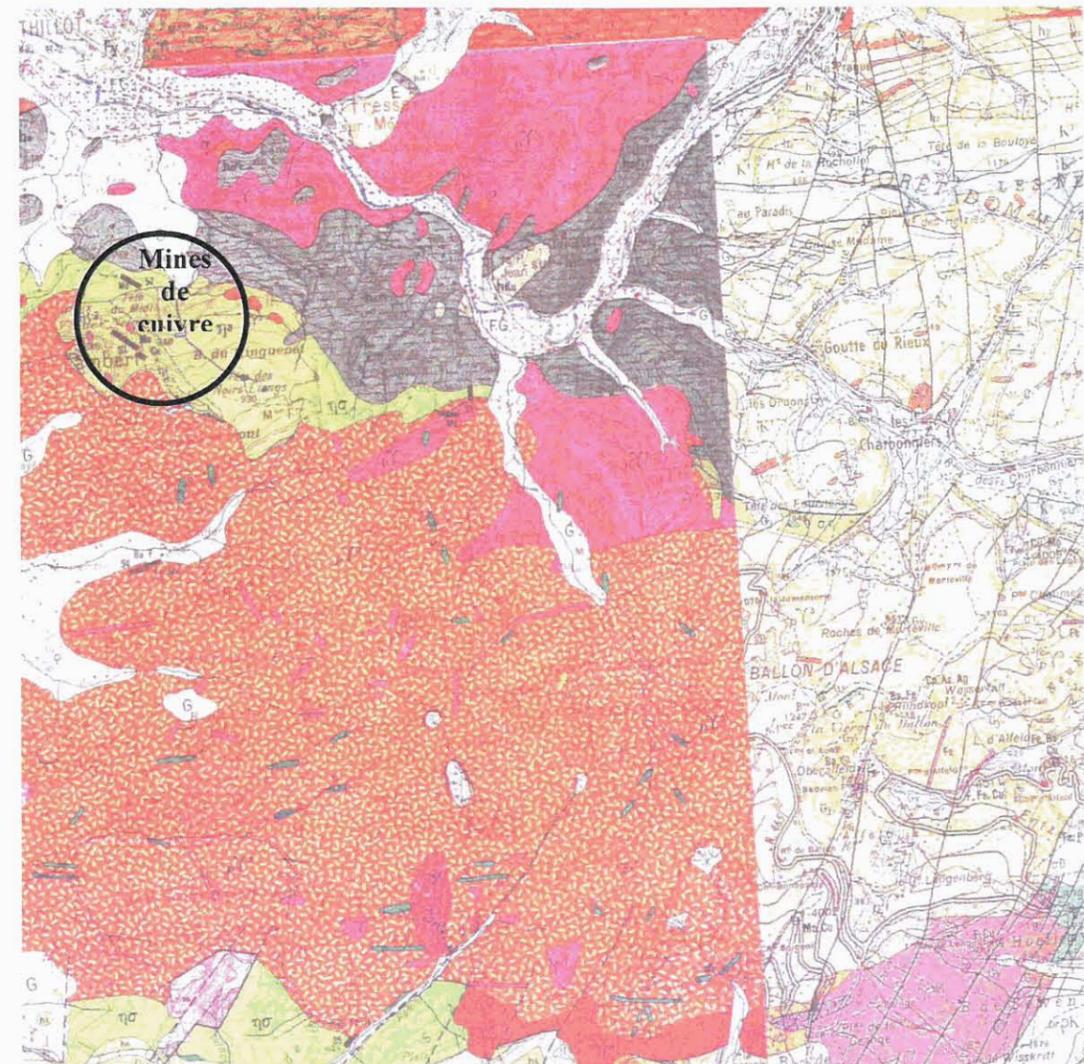


Figure 7 - Extraits des cartes géologiques à 1/50 000 de Giromagny et Thann, en haut, de Remiremont et Munster, en bas.

A Château Lambert, au niveau des travers-bancs d'exhaure, les travaux sont partiellement remis en état de 1899 à 1904, de 1907 à 1909 et en 1921. En parallèle, les

haldes riches en molybdène (minerai stratégique) sont reprises en 1910, pendant la première Guerre mondiale semble-t-il, de 1934 à 1940 et en 1942. L'étude de 1934 sur les 25.000 tonnes de haldes potentielles côté Thillot donne en moyenne 0,22% Mo et 0,3% Cu.

Dans les travaux souterrains, les fractures sont visibles. La faille la plus notable est suivie sur près de 400 m dans le travers-bancs Saint-Jean, foncé sur cette cassure dans la mine de Château Lambert, et, côté Thillot, dans le réseau « Saint-Charles ». La « Grande faille » en question est également le drain principal de ce secteur où la nappe varie en fonction des alimentations. Au XVIII^e siècle, cette cassure a fortement perturbé les travaux miniers qui ont dû, non seulement prendre des directions différentes, mais être poursuivis sous un pompage quasi permanent ; c'est d'ailleurs à ces endroits que la SESAM a retrouvé et étudié 2 systèmes de pompage en place.

Le cadre historique

D'après les connaissances actuelles, les mines de cuivre du Thillot ont été exploitées du milieu du XVI^e siècle jusqu'au XVIII^e siècle (1560-1761). Les exploitations les plus importantes correspondent aux mines Saint Nicolas, Saint Charles et Saint Henry. Les travaux connurent leur apogée vers 1600-1610, perturbés ensuite jusqu'en 1660 par les guerres du XVII^e qui ont touché gravement la Lorraine, guerre de trente ans, et guerre française, ils ont été poursuivis avec une faible productivité jusqu'au milieu du XVIII^e siècle.

Bibliographie

- Dietrich De
An VIII Description des gites de minerai, forges, salines, verreries, tréfileries, fabriques de fer-blanc, porcelaine, faïence, etc de la Lorraine méridionale, cinquième et sixième parties, Imp. Didot jeune, Paris, p 187-194.
Eller JP von, Fluck P, Hameurt J, Ruhland M
1973 présentation d'une carte structurale du socle vosgien, Sciences Géologiques, tome 25, fascicule 1. p 3-19, carte.
Fluck P, Lougnon J
1983 Les grands traits de la métallogénie vosgienne, Pierres et Terre, n° spécial hors série S 01, p. 38-53.
Fluck P, Weill R, Wimmenauer W,
1975 Gîtes minéraux de la France, volume II, Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes, Mémoire du BRGM, n° 87 Ed BRGM.
Lougnon J
1976 et 1978 Prospection Vosges 1976; Inventaire Vosges 1976 et 1978, rapport géophysique BRGM n° 76 GPH 36.
Sainfeld P
1956 a Note sur le molybdène dans les Vosges, rapport BRGM A 991,
1956 b Reconnaissance du secteur à molybdène du massif du Ballon d'Alsace, rapport BRGM A 1063.
Raguin E 1970 -Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique, Ed Massonet Cie, Paris

Francis PIERRE et al

à paraître

- [28] Francis PIERRE, Alain Wéber *The use of gunpowder in 1617 in the mines of Le Thillot (Vosges-France) – inspiration or imitation in this innovative process* Actes de 8th International Historic Mining Congress 2009 : Redruth Cornwall UK pub Internet
[29] Francis PIERRE, *Evolution of the methods for piercing the rock in the mines of Le THILLOT (Vosges)* Actes de : Argentifodina 2008 Slovenské Banské Muzeum **Banska –Stiavnica** (Slovaquie)
[30] Francis PIERRE, SESAM, *Le percement des travaux miniers au XVII^e s., de la pointerolle à l'usage de la poudre, Montanhistorisches kolloquium Sudwestdeutschland et Premier colloque international d'histoire des mines et de la métallurgie (Allemagne du Sud-Ouest/Est de la France). Sainte-Marie-aux-Mines 22-23 09 2001 (à paraître texte sous presse)*
[31] Francis PIERRE, SESAM, *Évolution vers l'usage de la poudre noire : l'utilisation du charbon de bois pour le travail de la roche au Thillot au XVII^e siècle, Colloque international d'histoire et d'archéologie minière 1-4 novembre 2001, Saint-Clément-les-places (Loire) (à paraître)*
[32] Francis PIERRE, SESAM, *Phases de l'évolution de la technique minière au Thillot. Colloque international- les techniques minières du moyen âge à nos jours Institut Catholique de Paris, Paris 1; 27-29 janvier 2000 (à paraître?)*
2008
[1] Francis PIERRE, *Etude de l'évolution des techniques d'attaque de la roche dans les mines vosgiennes du XVI^e au XVIII^e siècle. Méthodologie et résultats*, Archéopages N°22 Mines et carrières **2008** ed INRAP Paris p 42-49
[2] Francis PIERRE, *Les mines de la Croix d'après le : Graduel, réalité ou décor ?*, Graduel de Saint-Dié ; Art de l'enluminure N° 26, nov **2008** ed Faton, Dijon p 62-67

[3] Francis PIERRE, Alain WEBER, Claude OUDENOT, *Archéologie et histoire des Mines lorraines des Vosges méridionales*, in :Le Thillot Les mines et le textile 2000 ans d'histoire en Haute-Moselle, Journées d'études Vosgiennes, **2008** ed Société d'émulation des Vosges Epinal p 147-166

[4] Francis PIERRE, Alain WEBER, Claude OUDENOT, *Les mines du Thillot : lieu d'innovations majeures en Europe au XVII^e siècle*, in :Le Thillot Les mines et le textile 2000 ans d'histoire en Haute-Moselle, Journées d'études Vosgiennes, **2008** ed Société d'émulation des Vosges Epinal p 185-203

[5] Francis PIERRE, Alain WEBER, Claude OUDENOT *Les pompes et treuil des mines de cuivre du Thillot (Vosges). De la découverte à l'exposition in : Archéologie et paysages des mines anciennes*, 2008 éd Picard, pp. 109-119.

[6] Francis PIERRE, Alain WEBER, Claude OUDENOT, *Paysage minier passé et actuel du bassin supérieur de la Moselle (Vosges)*; in :Archéologie et paysages des mines anciennes, 2008 éd Picard, p. 221-231.
2007

[7] Francis PIERRE, Alain WEBER, Claude OUDENOT *Les pompes des mines de cuivre du Thillot (Vosges) Comparaison avec le De Re metallica*, CD rom Proceedings du Colloque européen 2007 **Annaberg** –Buchholz (Allemagne) 21-23 juin
2006

[8] Francis PIERRE, *Les mines d'argent et de cuivre du district du Thillot. Importance du contexte géologique*. In Géologie et géographie de la Lorraine, sous la direction de A. Lexa-Chomard et C. Pautrot, Editions Serpenoise, **2006**, 286 p
antérieures

[9] Francis PIERRE, *Evolution des techniques d'attaque de la roche dans les mines de cuivre du Thillot (Vosges-France) du XVI^e au XVIII^e siècles*. Stribrna Jihlava 2004 ISBN 80-86382-12-5, Ed Tisk Hermann pp 199-211 ; Proceedings du congrès d'archéologie minière (Jihlava d'argent 2004) 17 au 19 09 **2004** Jihlava (IGLAU) République Tchèque.

[10] Francis PIERRE, *Le percement des galeries en roche dure dans les mines anciennes des Vosges méridionales* Les cahiers des soirées scientifiques du Conservatoire national des arts et métiers de Champagne-Ardenne, **2001** N° 8 pp 51-64. Ed Presses Universitaires de Reims ISSN 1267-9852.

[14] Francis PIERRE, SESAM, *L'eau et les mines de la Haute Vallée de la Moselle, du XVI^e. au XVIII^e s.*, L'eau, l'industrie et les nuisances ; n° 213 juin-juillet **1998**, pp.64-67.

[15] Francis PIERRE, Jean-Pierre GALMICHE, Isabelle MANET et Alain WEBER, *Les conflits miniers entre St Nicolas du Thillot et Château-Lambert au XVII^e Siècle*, Annales de la Société d'Emulation du Département des Vosges, **1995-1997**, pp 61-70.

[16] Francis PIERRE, SESAM, *Dans les Vosges. Quand industrie et nature se rejoignent*, Arborescences, n°71, nov. **1997**, p 28 (revue ONF).

[17] Francis PIERRE, Jean-Pierre GALMICHE, Isabelle MANET et Alain WEBER, *Les conséquences d'une activité minière sur l'environnement : l'exemple de la Haute-Vallée de la Moselle au début des Temps Modernes*. In L'Archéologie aujourd'hui. L'homme et la nature au moyen âge, Editions Errance, septembre **1996**, pp 228-234, Actes du Ve congrès international d'Archéologie Médiévale, **Grenoble** 6-9 oct. 1993.

[18] Francis PIERRE, *Contribution de l'archéologie à l'étude de l'évolution des techniques de percement dans les Vosges*. In Dialogues Transvosgiens entre les trois régions Alsace/Franche-Comté/Lorraine. Dialogues Transvosgiens, mai **1996**, pp 47-54.

[19] Francis PIERRE, *Les mines de cuivre et d'argent de la Haute-Moselle (XVI^e-XVIII^e s)*, Géochronique n° 57, À la découverte des mines du passé, février **1996**, pp 24-25.

[20] Francis PIERRE, *Les mines de cuivre et d'argent de la Haute-Moselle. Apparition et évolution des techniques de percement à la poudre noire. Le Thillot (Vosges)*. Lotharingia, **1993**, Tome V, pp 91-159.

[21] Francis PIERRE, *Etude de l'apparition de la poudre noire dans l'évolution des techniques minières de percement*. In Archéologia delle attività estrattive e metallurgiche, oct. **1993** Ed All'insegna del giglio. **Florence**. Vol 32-33, pp 413-423.

[22] Pierre FLUCK, Bernard BOHLY, P FLUZIN, François LIEBELIN, Francis PIERRE, *Technologie des machines hydrauliques d'exhaure dans les mines vosgiennes*. Revue de la Société industrielle de Mulhouse **1992**, pp 15-25.

[23] Francis PIERRE, *Les mineurs prennent les armes*, catalogue de l'exposition « Les armes de la guerre de trente ans » Musée de l'histoire du fer, **Jarville**, 1 oct. **1992-31** janv. 1993, pp 78-79.

[24] Francis PIERRE, *Datation des travaux miniers à la poudre. Essai de typologie*, in Les techniques minières de l'antiquité au XVIII^e siècle, Ed du CTHS, Paris 1992. Actes du colloque international sur les ressources minières et l'histoire de leur exploitation de l'antiquité à la fin du XVIII^e siècle, **Strasbourg**, **1988** pp 519-527.

[25] Francis PIERRE, SESAM, *Les mines du cours supérieur de la Moselle : Bussang, Fresse, Le Thillot*. Pierres et Terre n° 34, mai **1990**, pp 62-65.

[26] Francis PIERRE, SESAM, *Les recherches en archéologie minière dans le sud des Vosges Lorraines*, Le Pays Lorrain, **1989**, vol 70, n° 4, pp 233-242.

[27] Francis PIERRE, SESAM, *Apparition de la poudre noire dans les mines, conséquences technologiques et économiques*, **1988**, Supplément au bulletin de la Société d'histoire et d'archéologie de la région de Lure n° 7, 10 p

PRÉSENTATION du CENTRE *TERRAE GENESIS*

Cyrille Delangle

Le Centre de Géologie *TERRAE GENESIS* est une structure associative, non subventionnée, ayant une vocation de communication en Sciences de la Terre.

Il est composé de **4 départements**.

- Le département de Minéralogie : il est issu du rachat, par Jean-Paul GREMILLIET, des pièces les plus importantes de la célèbre collection de la Moineaudière qui allait être dispersée. Il a été, depuis, considérablement augmenté et est reconnu par les professionnels et les experts comme la seconde collection exposée au public de minéralogie en France, après la collection de l'Ecole des Mines de Paris.
- Le département de Pétrologie : constitué de toutes pièces en 5 années de travail par Cyrille DELANGLE, il représente la variété pétrographique extraordinaire du Massif vosgien, en 852 roches différentes. Il est reconnu comme étant la première exposition (en quantité et en qualité) de ce genre en Europe. Cette "base de données" a initié un important dispositif de recherche, en collaboration avec le CNRS-CRPG de Nancy (Maryse et Daniel OHNENSTETTER), particulièrement sur les roches du manteau (les célèbres péridotites à grenat).
- Le département de Paléontologie : il est représentatif de l'histoire de la Vie sur Terre, depuis les plus anciennes roches du monde (Isua, Groenland : 3,8 Ga), en passant par la seule trace répertoriée de dinosaurien vosgien, à un échantillon exceptionnel de grès à *Voltzia*, *Heterophylla* déposé par le Pr. Jean-Claude GALL.
- Le département de l'Histoire du Granit : il est la mémoire de l'industrialisation de l'exploitation des roches en France, initiée par Isidore ETIENNE (Vosges, Bretagne, Massif central), puis par son petit-fils Pierre RIVOALLAN. De nombreuses machines et outils historiques ont été conservés (XIX et XXème siècles).

Le Centre de Géologie *TERRAE GENESIS* a vocation à accueillir **divers publics** :

- le grand public (audioguides), les scolaires (primaire, secondaire, supérieur) au travers de visites guidées, d'activités pédagogiques variées et de sorties sur le terrain (1/2, 1 ou 2 journées en accord avec les programmes officiels de l'Education Nationale) ;
- les scientifiques les plus éminents, tels Jacques et Lydie TOURET, Daniel et Maryse OHNENSTETTER, André SCHAAF, Marc DESCHAMPS, Georges ROCCI, Bernard MARTY, Dominique HARMAND, Pierre-Louis VINCENT, Edmond DIEMER (+), Jean-Claude GALL, Gabriel CARLIER, Claude GAGNY (+), Gaston GIULIANI, ...

Il est aussi un **centre de formation** pour les professeurs de l'Académie Nancy-Metz et organise des cours du soir en géologie (niveau 1 pour les débutants, niveau 2 pour les confirmés).

Son **site Internet** (www.terraegenesis.org) est une belle vitrine de la forte volonté de l'association qui possède un laboratoire de pétrologie microscopique, réalisant des lames minces polies de qualité CNRS.

Le Centre de Géologie n'a donc rien d'un Musée puisque, comme notre planète Terre, il est animé d'une forte dynamique de gens passionnés.

Arrêt 1 - Ménil-Flin : Terrasse alluviale de la Meurthe

Situation : carte IGN 1/25 000^e - n° 3516 E : Baccarat

Bois du Feys



La Meurthe, principal affluent de la Moselle en Lorraine, draine en amont les Vosges cristallines et gréseuses et en aval de Baccarat, sur 70 km, les assises du Muschelkalk, du Keuper et du Rhétien, ainsi que le Lias. Les 10 niveaux de terrasses reconnus ont été nommés de Me 1 (basse terrasse inférieure) à Me 10 pour le niveau le plus ancien. M0 correspondant au fond de vallée (Cordier *et al.*, 2002 ; Cordier, 2004). Seules les terrasses les plus basses correspondent à des formations alluviales épaisses. Les niveaux les plus anciens situés de +60 m à +160 m au-dessus de la Meurthe sont recouverts d'alluvions remaniées ou résiduelles.

En amont de Lunéville, les formations alluviales des terrasses les plus basses sont particulièrement marquées (Ménillet *et al.*, 2005). Les sommets de ces terrasses étagées se situent à altitudes relatives moyennes par rapport au talweg de +5m (Me 1), +12 m (Me 2), +20m (Me 3), +30-35 m (Me 4) et +45m (Me 5) (fig. 9).

La coupe de Ménil-Flin se trouve dans les alluvions de la moyenne terrasse Me 4 qui constitue de vastes replats entre 270 et 280 m d'altitude (fig. 8). On y observe 3 unités alluviales essentiellement sableuses surmontées par une quatrième unité limoneuse (décapée pour les besoins de l'exploitation). Les alluvions sont issues du *Buntsandstein*. D'une part, les éléments grossiers des 2 unités inférieures sont constitués essentiellement de galets de quartz et de quartzites provenant des formations conglomératiques : conglomérat de base et Conglomérat principal ; seule l'unité C comporte une part non négligeable de galets issus du socle. D'autre part, l'analyse minéralogique a montré la prépondérance de 3 minéraux : tourmaline, zircon et amphibole, les 2 premiers étant les principaux composants des sables du *Buntsandstein*, le dernier étant très abondant dans les granites.

La prépondérance d'éléments issus du *Buntsandstein* s'explique par l'étendue des terrains gréseux qui constituent les ¾ du bassin vosgien de la Meurthe, tandis que le socle vosgien n'affleure que sur ¼ de la surface de son bassin versant vosgien. Toutefois, l'apport de sables granitiques dans les 2 premières unités et, surtout, la prépondérance de galets de granite dans l'unité C, indiquent un apport non négligeable provenant du socle.

Les deux unités inférieures correspondent à des dépôts effectués par un cours d'eau tressé lors de phases pléni-glaciaires, tandis que l'unité grossière C, riche en éléments issus du socle (fig. 10), semble correspondre à un dépôt tardiglaciaire, lorsqu'un retrait des glaciers s'effectuait dans la partie amont du bassin.

La formation de Ménil-Flin (terrasse Me 4), par son altitude relative et par l'altération du dépôt (8% des galets de granite sont sains ou peu altérés et 54% sont pourris ou friables dans l'unité C) daterait du Saalien/Riss, plus précisément du stade isotopique 8 (Shackleton, 1987), ce que tendent à confirmer les datations absolues OSL obtenues sur les formations plus basses.

En effet, la formation de la terrasse Me 3 remonte à la fin du Saalien/Riss, vers 13 000 ans, tandis que la formation de la terrasse M2 date du Pléni-glaciaire wechsélien / Würm, entre 40 et 70 000 ans (Cordier *et al.*, 2005) (fig. 11). Les alluvions de la terrasse M1 datées au Luxembourg remontent à 20 000-30 000 ans, tandis que les alluvions de fond de vallée datent pour l'essentiel de la fin du Weichsel / Würm, vers 10 000 ans (Carcaud, 1992).



Figure 8 – Coupe de Ménil-Flin (ph. F. Pierre)
A : unité alluviale sableuse, B : unité alluviale sableuse enrichie en graviers,
C : unité grossière à galets de socle prédominants et à base ravinante.

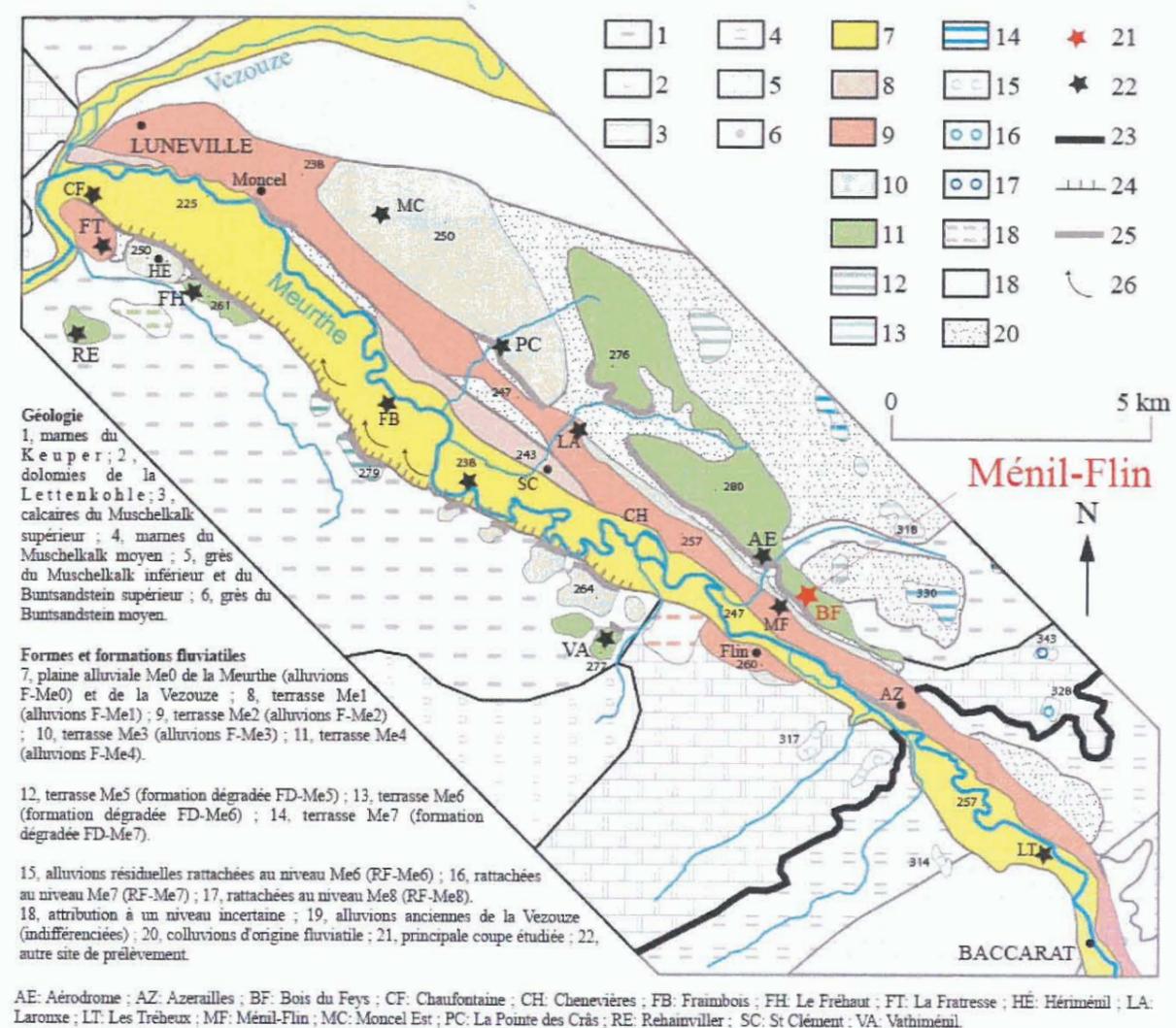


Figure 9 – Carte des formations alluviales de la Meurthe, dans la région de Ménil Flin (d'après Cordier, 2004).

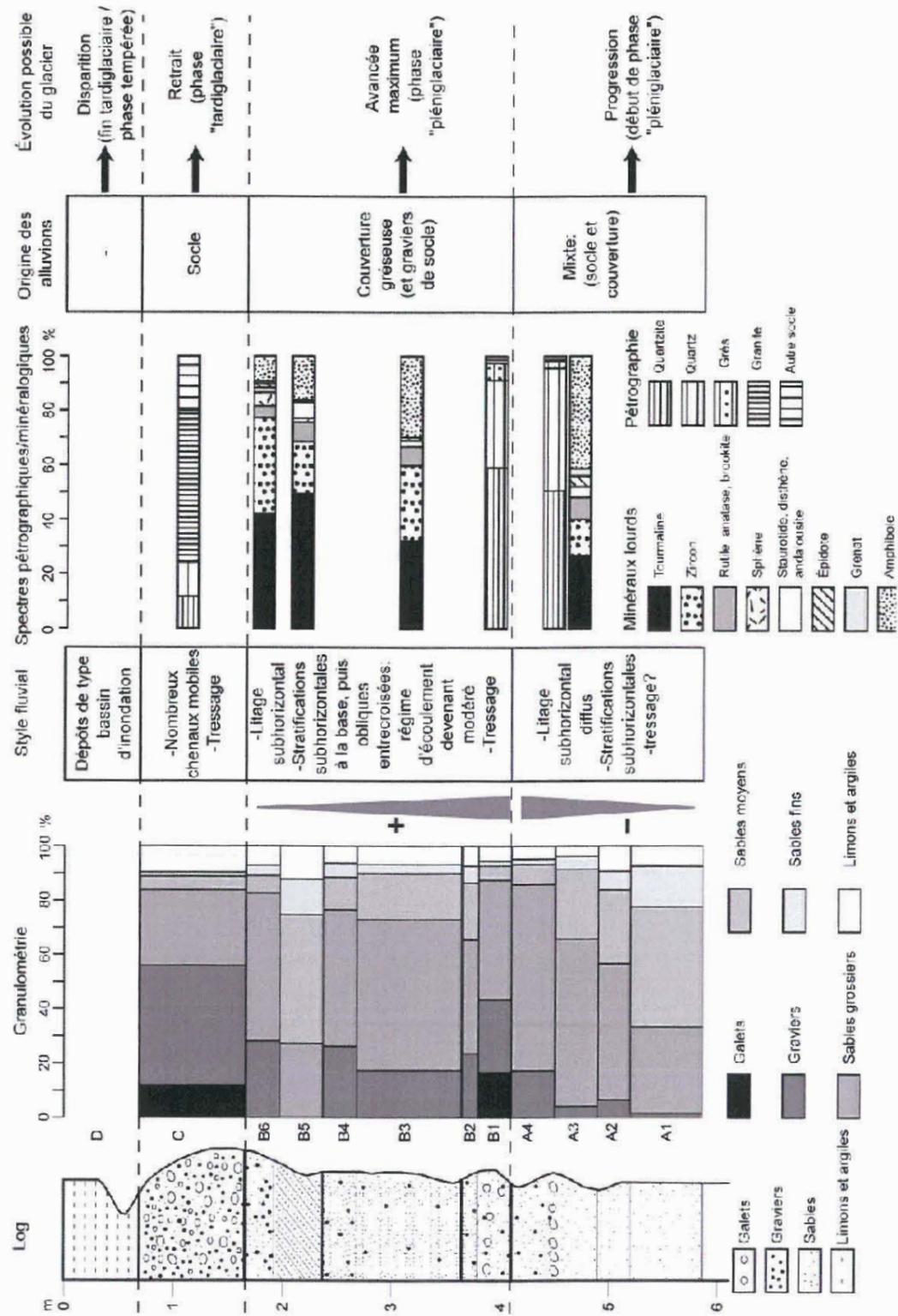


Figure 10 – Analyses granulométriques, pétrographiques et minéralogiques de la coupe du Bois du Feys, à Ménil Flin (d'après Cordier, 2004).

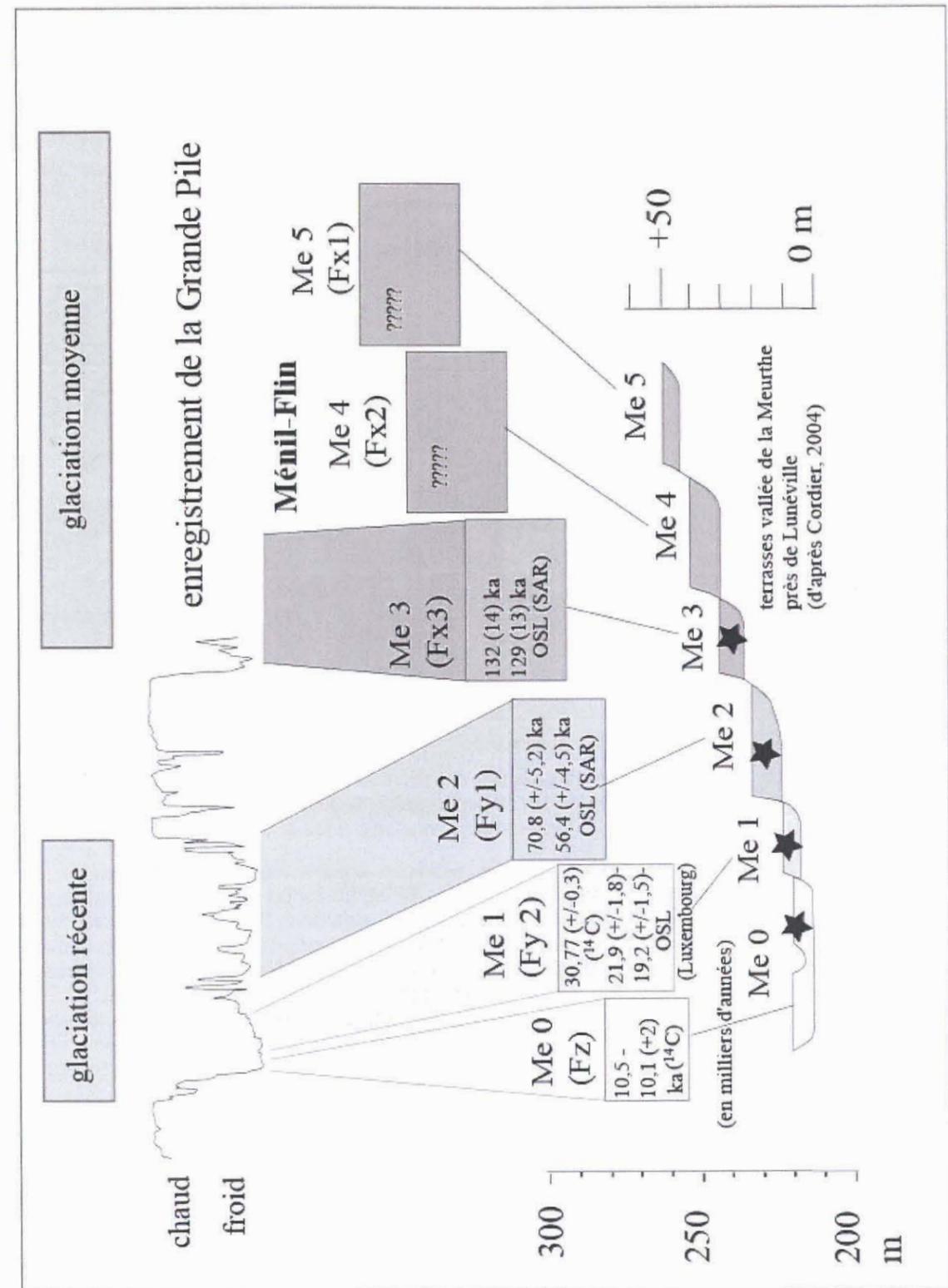


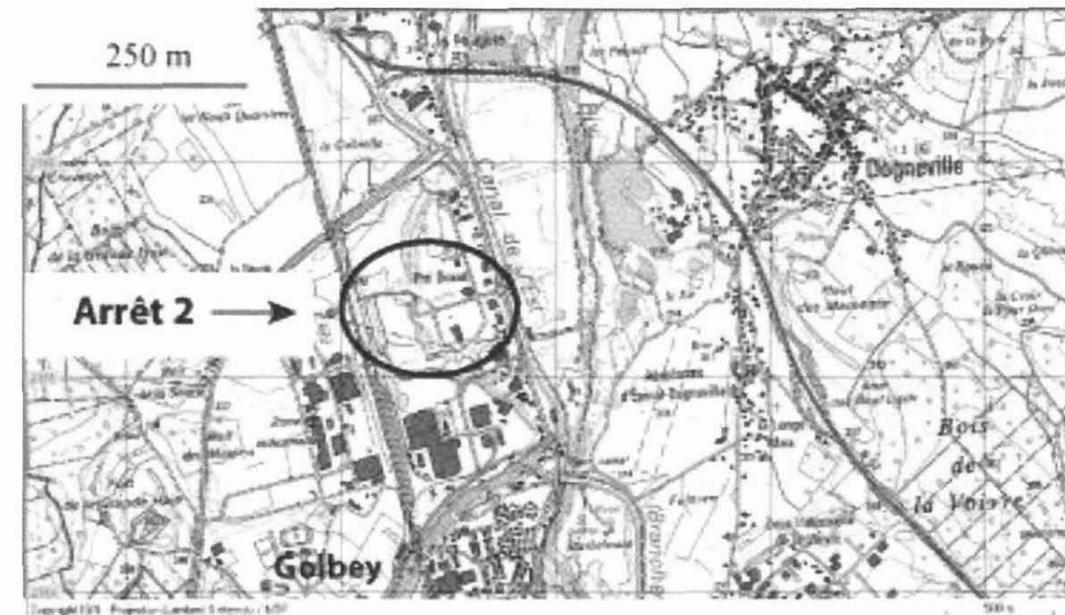
Figure 11 - Coupe des terrasses de la Meurthe et leur âge (doc. D. Harmand).

Arrêt 2 - Golbey - Chavelot :

Cône - terrasse de la Moselle

Situation : carte IGN 1/25 000^e - n° 3418 W : Epinal

Pré Droué (carrière de la SAGRAM)



À la sortie du Massif vosgien, au nord d'Épinal, existent des formations alluviales étendues et épaisses qui forment la moyenne terrasse de la Moselle. Elles constituent plus précisément, à Golbey-Chavelot, un cône-terrasse en partie détruit par les exploitations de granulats et l'extension de la zone d'activité d'Épinal-nord.

La gravière qui est encore exploitée permet d'observer, sur plus de 5 m, deux ensembles constitués de bancs de galets subhorizontaux séparés par des lentilles de sables plurimétriques (fig. 12). L'ensemble inférieur, de couleur rose, présente, sur plus de 3 m, davantage de faisceaux sableux que l'ensemble supérieur. Ce dernier, de couleur grise, présente sur 1,5 m à 2 m des bancs plus grossiers à stratifications internes plus discrètes.

Une étude sédimentologique effectuée il y a une quinzaine d'année (Taous, 1994) dans l'ancienne carrière de la Cobrelle, située à proximité ($x=904,20$; $y= 65, 85$; $z= 332$ m) avait montré que les bancs grossiers correspondaient à des barres caillouteuses longitudinales d'un cours d'eau tressé (fig. 13). Les deux ensembles avaient été observés sur respectivement 8 m et 2 m et trois unités avaient été distinguées dans l'ensemble inférieur.

L'analyse pétrographique a montré que les deux ensembles sont constitués en majorité de galets issus du socle vosgien (analyses effectuées sur 100 galets de 40 à 60 mm de grand axe), la proportion de ces derniers augmentant dans l'ensemble supérieur (fig. 14). Le rapport Co/So (pourcentage de galets issus du *Buntsandstein* / galets issus du socle vosgien) est compris entre 0,23 et 0,35 pour l'ensemble inférieur et de 0,18-0,20 pour l'ensemble supérieur. Celui-ci s'enrichit notamment en éléments cristallophylliens (16% dans l'ensemble inférieur, 24% dans l'ensemble supérieur).

Les comptages réalisés sur les galets de granite – lesquels constituent >50% du dépôt, atteignant 52% dans l'ensemble inférieur – ont révélé que les variétés granitiques de la zone

amont étaient plus représentées dans l'ensemble inférieur, tandis que la part des zones médiane et aval était plus importante dans l'ensemble supérieur (fig. 14, tabl. 1). Par exemple, les galets de granite fondamental provenant de la zone amont représentent 21% dans l'ensemble inférieur et 17% dans l'ensemble supérieur ; tandis que les galets de granite de Remiremont (zone médiane) représentent 14% dans l'ensemble inférieur et 21% dans l'ensemble supérieur.

Les indices d'émoissés sont quant à eux plus élevés dans l'ensemble inférieur (215 à 205) et plus faibles dans l'ensemble supérieur (195-197). Les histogrammes d'émoissés sont étalés et relativement symétriques pour l'ensemble inférieur et irréguliers et dissymétriques pour l'ensemble supérieur.

Les deux ensembles sédimentaires superposés de la gravière correspondent à deux phases d'alluvionnement distinctes (Taous, 1994) : la première, responsable du dépôt de l'ensemble inférieur, est contemporaine d'un démantèlement des altérites issues de la couverture du *Buntsandstein* et d'un apport de matériel détritique provenant du haut bassin de la Moselle. La seconde (ensemble supérieur) correspond à une autre phase sédimentaire témoignant soit d'une progression du front glaciaire, soit de la liquidation d'un stock morainique tardif.

À l'échelle du cône-terrasse de Golbey-Chavelot, 3 formations alluviales, notées Fx1, Fx2 et Fx3, correspondant à 3 cônes alluviaux emboîtés, ont été distinguées (fig. 15). Les 2 ensembles sédimentaires de la Cobrelle correspondent aux 2 formations alluviales les plus récentes Fx2 et Fx3 (Taous, 1994).

Les 3 formations se distinguent par des caractères :

- granulométriques : accroissement de la granularité de Fx1 à Fx3 ;
- pétrographiques : diminution du rapport Co/So de la formation la plus ancienne à la plus récente (Fx1 : 0,43 à 0,61, Fx2 : 0,25 à 0,32, Fx3 : 0,15 à 0,20) ; tendance à la diminution des apports granitiques provenant de la zone amont et accroissement de la part des granites issus des zones médiane et aval de Fx1 à Fx3) ;
- d'usure des galets de granites de plus en plus faible : les indices d'émoissés (*I_e*) étant de plus en plus faibles : Fx1 : 222 à 234, Fx2 : 210 à 217, Fx3 : 190 à 205.

Ces 3 formations ont été interprétées comme étant 3 phases d'alluvionnement distinctes du Saalien /Riss (Taous, 1994).

En aval de Golbey-Chavelot, le dispositif alluvial est nettement étagé. Ainsi, à Toul, il existe principalement 5 basses et moyennes terrasses notées de HM 1 à HM5 (HM : Haute Moselle ; Harmand *et al.*, 1995 ; Harmand, 2004) ; les 3 terrasses les plus anciennes correspondant d'après les caractéristiques pétrographiques aux 3 formations du cône-terrasse de Golbey (Harmand et Le Roux, 2000). D'après les corrélations effectuées avec les vallées de la Meuse et de la Meurthe (Pissart *et al.*, 1997 ; Cordier, 2004 ; Harmand et Le Roux, 2008) la capture de la Haute Moselle, datée de 250 000 ans (Pissart *et al.*, 1997) ou antérieurement (Losson et Quinif, 2001), se situe entre les formations Fx2 et Fx3.

Les analyses minéralogiques réalisées dans les alluvions des terrasses de la Moselle à Toul indiquent qu'une fraction notable des sables, riches en grenat et en hornblende vosgienne, est issue du socle vosgien.



I : formation alluviale rose à bancs grossiers alternant avec des lentilles sableuses
II : formation alluviale grise très grossière (ph. D. Harmand)



I : formation alluviale rose à bancs grossiers alternant avec des lentilles sableuses (ph. F. Pierre)

Figure 12 - Coupe dans les alluvions du cône-terrasse de Golbey-Chavelot :
I : formation alluviale rose à bancs grossiers alternant avec des lentilles sableuses ;

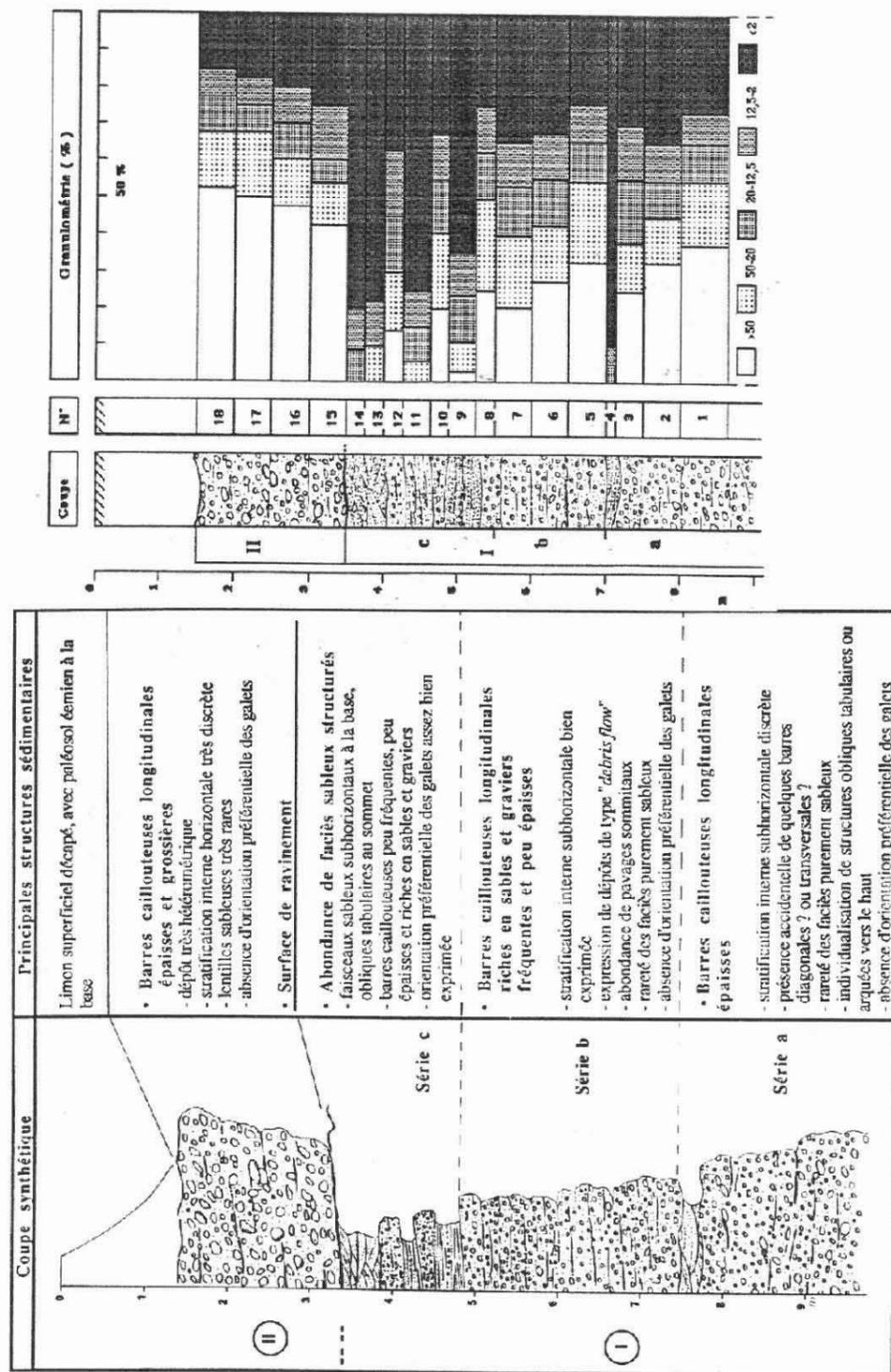
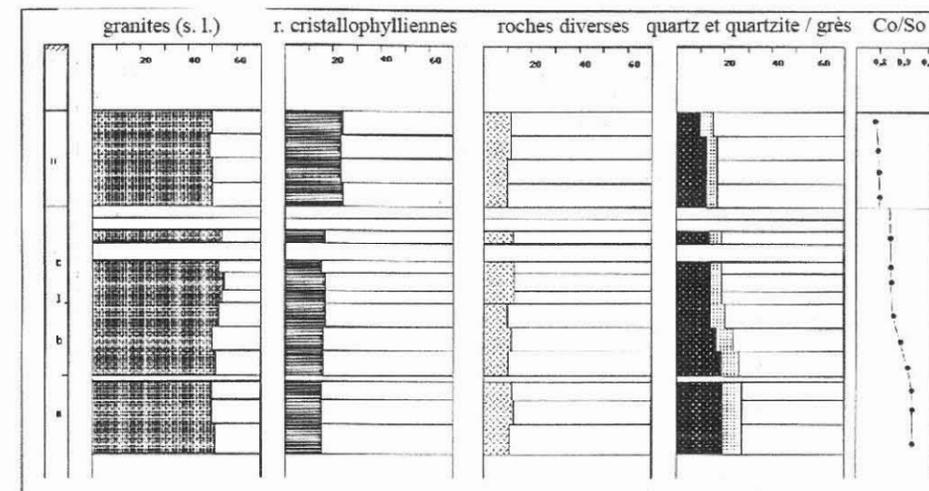
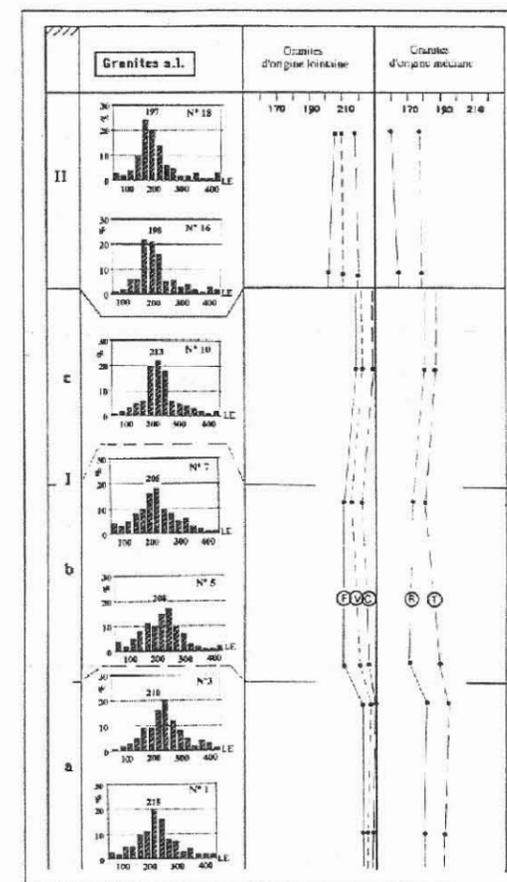


Figure 13 - Structures sédimentaires et analyses granulométriques des alluviums du cône-terrace de Golbey-Chavelot, dans la coupe de la Cobrelle (d'après Taous, 1994).



Pétrographie des galets de 40-60 mm de diamètre dans les alluviums de la coupe de la Cobrelle (Co/So : rapport roches de la couverture / roches du socle (d'après Taous, 1994)



Variations verticales des indices d'érouvés des galets de granite dans la coupe de la Cobrelle (d'après Taous, 1994) galets friables

en %	Ia	Ib	Ic	II
galets sains	63	61	65	58
galets à cortex	19	22	20	22
galets friables	11	12	12	14
galets "pourris"	7	5	5	6

Proportions moyennes de galets de granites (s. l.) altérés dans les alluviums de la coupe de la Cobrelle (d'après Taous, 1994)

Figure 14 - : Analyses pétrographiques, variations des indices d'érouvés des galets de granite et altération des galets de granite, dans les alluviums du cône-terrace de Golbey-Chavelot, sur la coupe de la Cobrelle (d'après Taous, 1994).

<p>Granite Fondamental (30 %) :</p> <p>Faciès très hétérogène, la roche est grise ou brunâtre si elle est altérée. Le grain est moyen à fin (1 à 2 mm). Le quartz est souvent grisâtre, le plagioclase est globuleux beige à rouge-brun, le feldspath potassique est en phénocristaux blanc ou gris (1 mm). Les minéraux noirs, moyennement abondants, sont représentés par les biotites et les muscovites ou les biotites et les amphiboles (actinotes).</p>	<p>Granite du Valtin (4 %) :</p> <p>(granite du Valtin s.s. et du Brézouard) : La roche est massive, très claire, le plus souvent rosée ou blanc-crème. La structure est grossière et grenue ; la taille des grains est de l'ordre de 0,3 à 1 cm. Les phénocristaux sont trapus. Le quartz est blanc-grisâtre et globuleux, les feldspaths sont trapus. La biotite et la cordiérite sont très rares, la muscovite n'est présente que localement.</p>
<p>Granite de Remiremont (14 %) :</p> <p>Les aspects sont peu variés, la roche est très claire, grise lorsqu'elle est saine et beige sur les surfaces patinées par l'altération. C'est une roche massive à grain fin (ordre du mm), jamais porphyroïde. Il s'agit d'un granite saccharoïde à deux micas : biotite très noire en paillettes et muscovite brunâtre. Le quartz est gris beige, les feldspaths sont blancs et picotés de quelques grains roses ternes.</p>	<p>Granite du Bramont (7 %) :</p> <p>(granite du Bramont s.s. et du Vic) : Roche leucocrate grise ou un peu rosée, massive et souvent porphyroïde. Les phénocristaux d'orthose sont automorphes, trapus, souvent carrés (1,5 à 3 cm) et zonés avec des inclusions. Le quartz gris enfumé est globuleux, le plagioclase est blanc ou rose clair. Les biotites sont en lamelles très noires.</p>
<p>Granite d'Epinal (17 %) :</p> <p>(granite d'Epinal s.s., de Bruyères, de Thiéfosse et du Ventron) : Les aspects sont peu variés, la roche est très claire, leucocrate, beige ou blanc rosé. Sa structure est massive, parfois porphyroïde. Le grain est moyen à gros (2 à 5 mm). Le quartz est globuleux, les plagioclases sont un peu roses et l'orthose peut atteindre 10 mm de dimension, parfois en phénocristaux de 4 cm. La biotite est très noire, la muscovite, de teinte ambrée, est peu abondante.</p>	<p>Granite du Tholy (5 %) :</p> <p>Le faciès le plus abondant est leucocrate gris porphyroïde. La matrice est formée de quartz enfumé, de feldspaths blancs et de biotites bien disséminées. Les phénocristaux de feldspath potassique s'alignent parallèlement les uns aux autres, leur dimension atteint parfois 2 à 4 cm.</p>
<p>Granite des Crêtes (15 %) :</p> <p>Le "Granite bleu" est le faciès le plus abondant. C'est une roche porphyroïde à grands cristaux de feldspath potassique zonés (1 à 4 cm) et orientés. Le fond de la roche est de couleur gris-bleuté, avec des plagioclases verdâtres. La biotite, associée à des aiguilles d'amphibole, est très abondante. Le "Granite noir", peu abondant, est très sombre et bien chargé en minéraux ferro-magnésiens.</p>	<p>Granite des Ballons (3 %) :</p> <p>Le granite des Ballons proprement dit est une roche grenue leucocrate et porphyroïde. C'est un "Granite rouge" à feldspath potassique en phénoblastes orientés, roses violacés, rouges laiteux ou jaunâtres. Le quartz est en petits amas. La biotite, est en paillettes noires, associée le plus souvent à des "nids" d'amphibole (hornblende).</p>
<p>Granite Syntectonique (5 %) :</p> <p>Les aspects sont très variables, la structure est souvent orientée et laminée. La roche est de teinte brunâtre soutenue, avec des plagioclases brun-rouges et des quartz grisâtres. Les feldspaths potassiques, en phénocristaux rectangulaires sont parallèles entre eux et les biotites sont bien orientées.</p>	<p>Les microgranites (affleurements très limités) :</p> <p>Les microgranites sont très variés, souvent grisâtre ou très sombre. Parfois, ils sont rouge, brun ou rose. La texture de la roche est microgrenue porphyroïde, mais les grains sont généralement très fins.</p>

Tableau 1 - Caractéristiques des faciès granitiques des Vosges moyennes (d'après Taous, 1994).

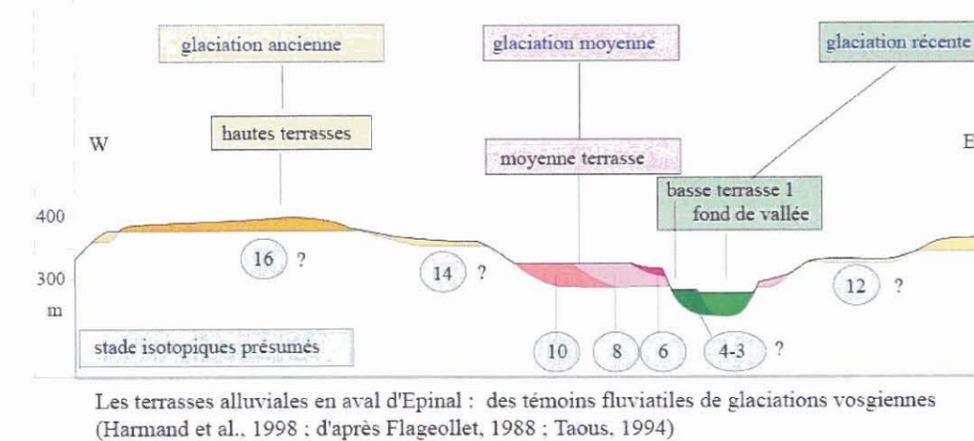
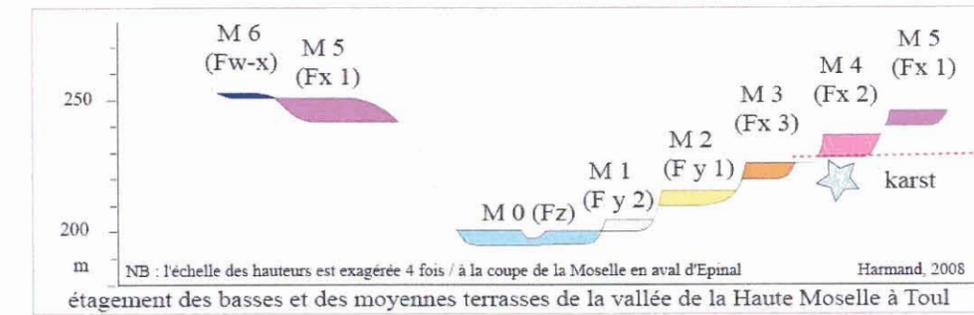
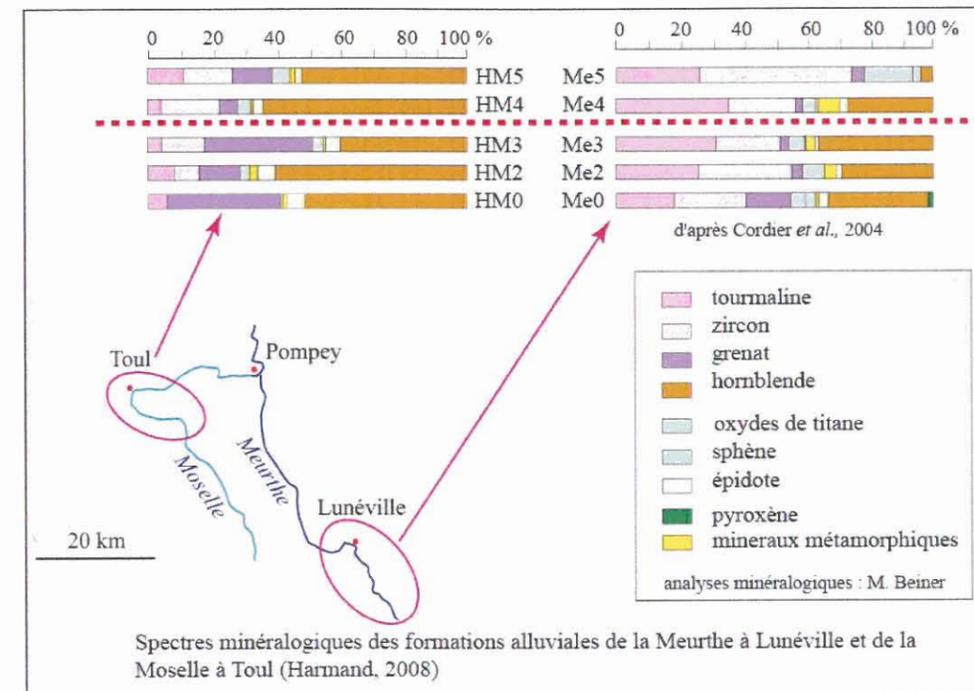


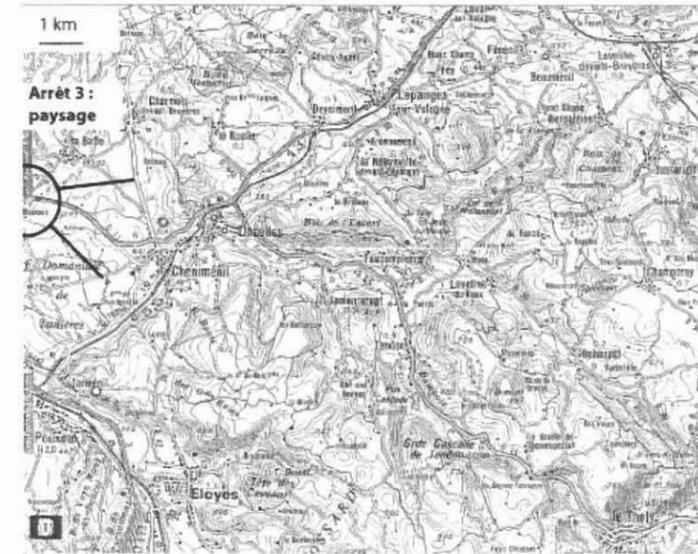
Figure 15 - Etagement des terrasses et analyses minéralogiques des alluvions des basses et moyennes terrasses de la Moselle et de la Meurthe (doc. D. Harmand).

Arrêt 3 - La Baffe :

Horst d'Épinal Fossé de Bains-les-Bains Bordure faillée du Massif vosgien

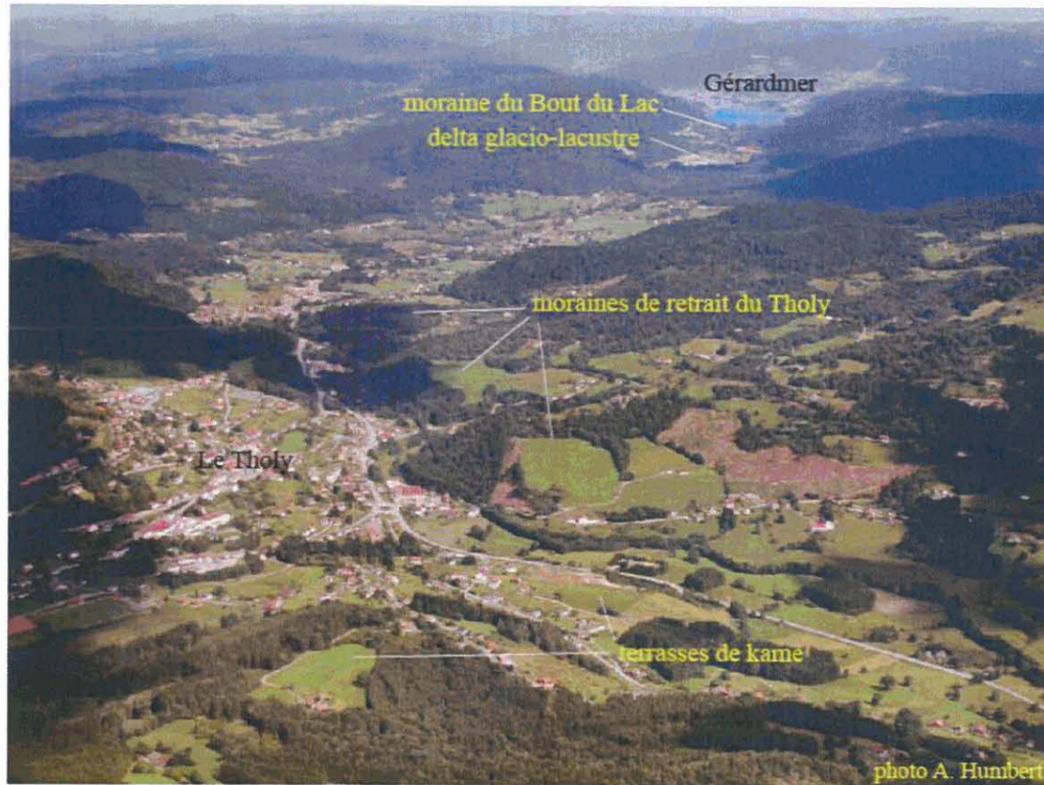
Situation : carte IGN 1/100 000° - n° 31 : Saint-Dié - Mulhouse - Bâle

bordure de la D 11 au SW de La Baffe



La photographie prise au sud-est d'Épinal en direction du sud-est montre le contact entre les blocs faillés des Vosges gréseuses (400 m à 500 m d'altitude), occupés par des prairies et le Massif vosgien essentiellement boisé 600 à 800 m d'altitude) (fig. 16). Les failles orientées NW-SE déterminent successivement vers le sud-est : le Horst d'Épinal, le Fossé d'Archettes, prolongement du Fossé de Bains-les-Bains et les blocs faillés du Massif du Fossard, recouvert au sommet par des formations triasiques, se trouve de 600 à 800 m d'altitude (Vincent *et al.*, 1985 ; Durand *et al.*, 1988) (fig. 17, 18). Le contact entre Massif vosgien et Fossé d'Archettes se situe le long de la vallée de la Vologne. À l'arrière-plan, les sommets qui dépassent 800 m se localisent dans les Vosges cristallines.

Toute la région a été recouverte par une calotte glaciaire lors de la glaciation dite ancienne des Vosges. Les plateaux situés dans le Fossé d'Archettes sont recouverts de dépôts quaternaires, glaciaires et fluviaux (Vincent *et al.*, 1985).



Le modelé glaciaire de la vallée de la Cleurie

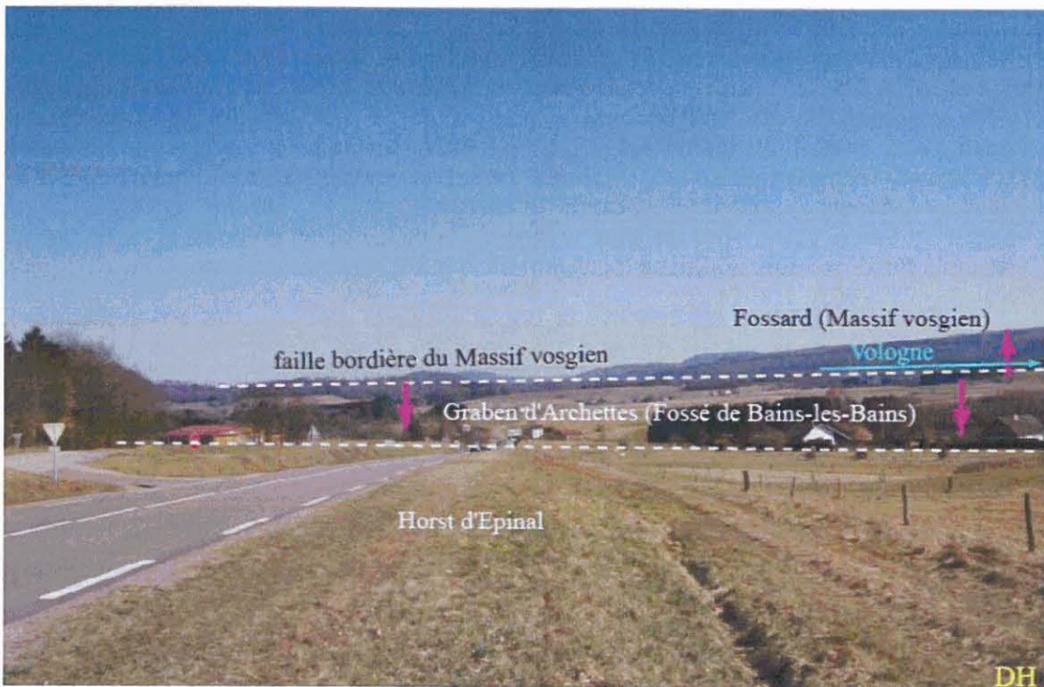


Figure 16 - (1) Vue aérienne de la vallée de la Cleurie (ph. D. Harmand).
(2) Bordure ouest du Massif vosgien, au sud-est d'Epinal (ph. D. Harmand).

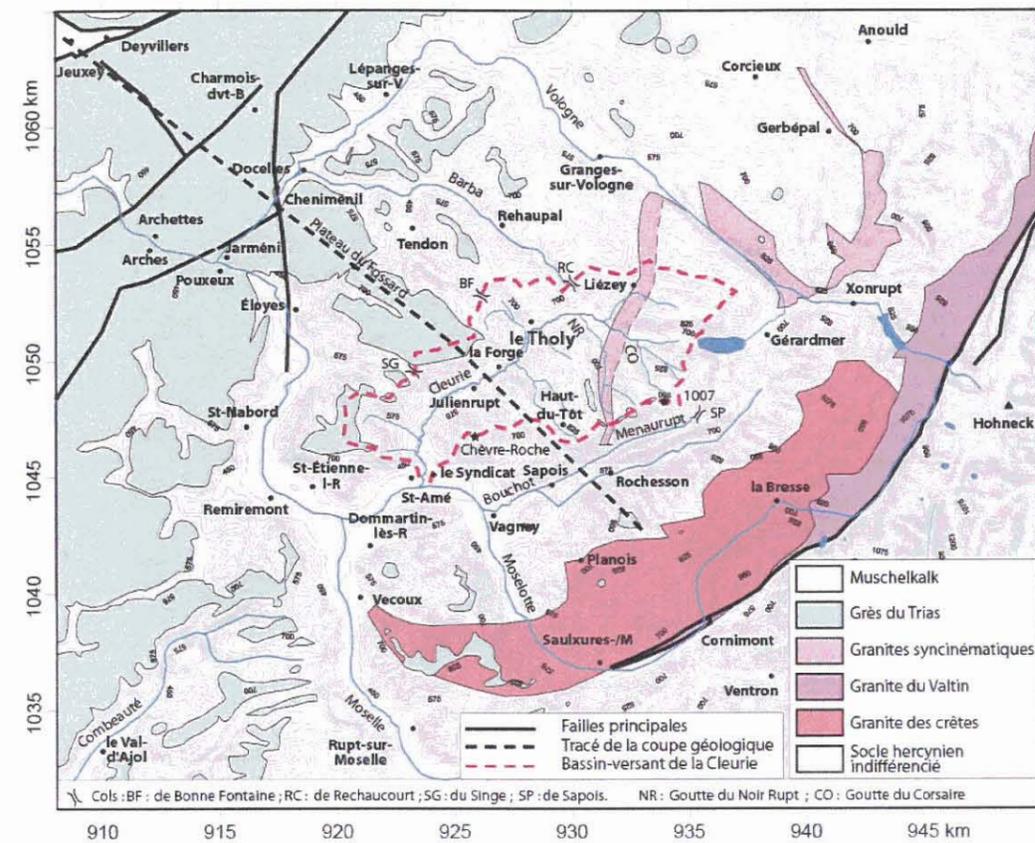


Figure 17 - Carte géologique simplifiée (doc. (J. Le Roux, in Le Roux et Harmand, à paraître).

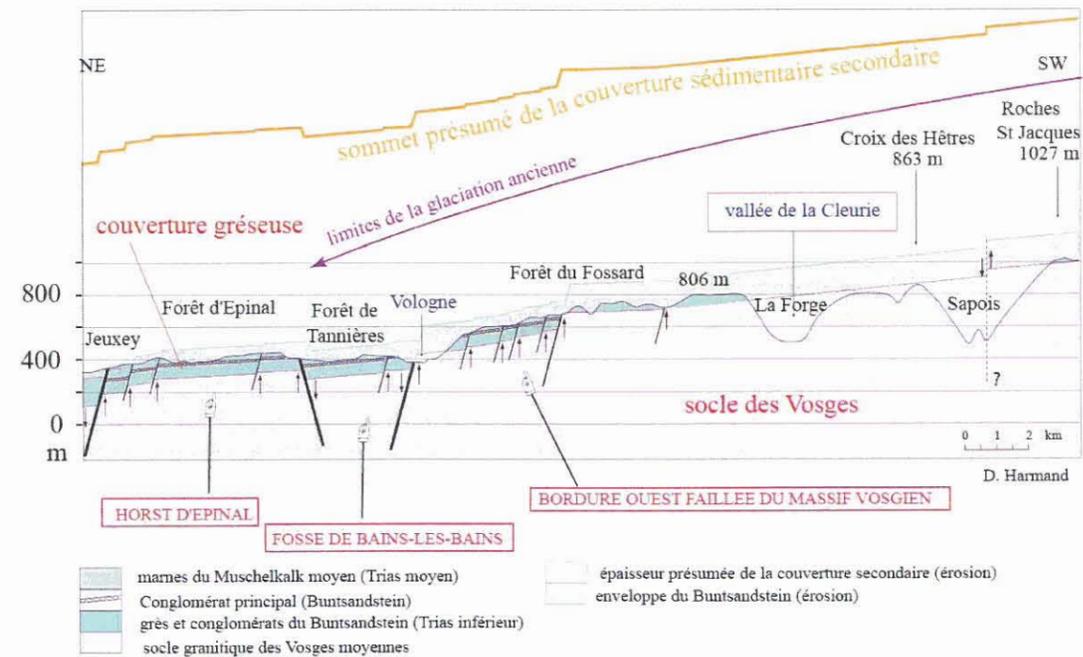
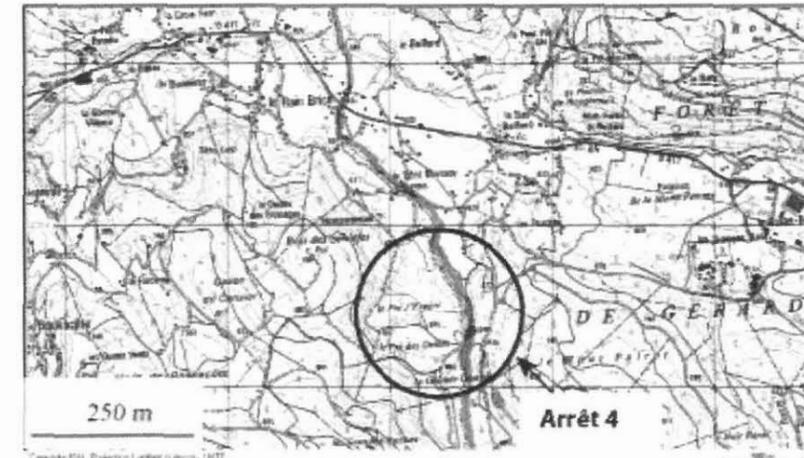


Figure 18 - Coupe géologique de la bordure ouest des Vosges (doc. D. Harmand, in Le Roux et Harmand, à paraître).

Arrêt 4 - Le Tholy -> « le Beillard » : **Glaciations et déglaciations dans la vallée de la Cleurie**

Situation : carte IGN 1/25 000 - n° 3518 E : Bruyères

Le Pré J'Espère (carrière de la SAGRAM)



Les données anciennes

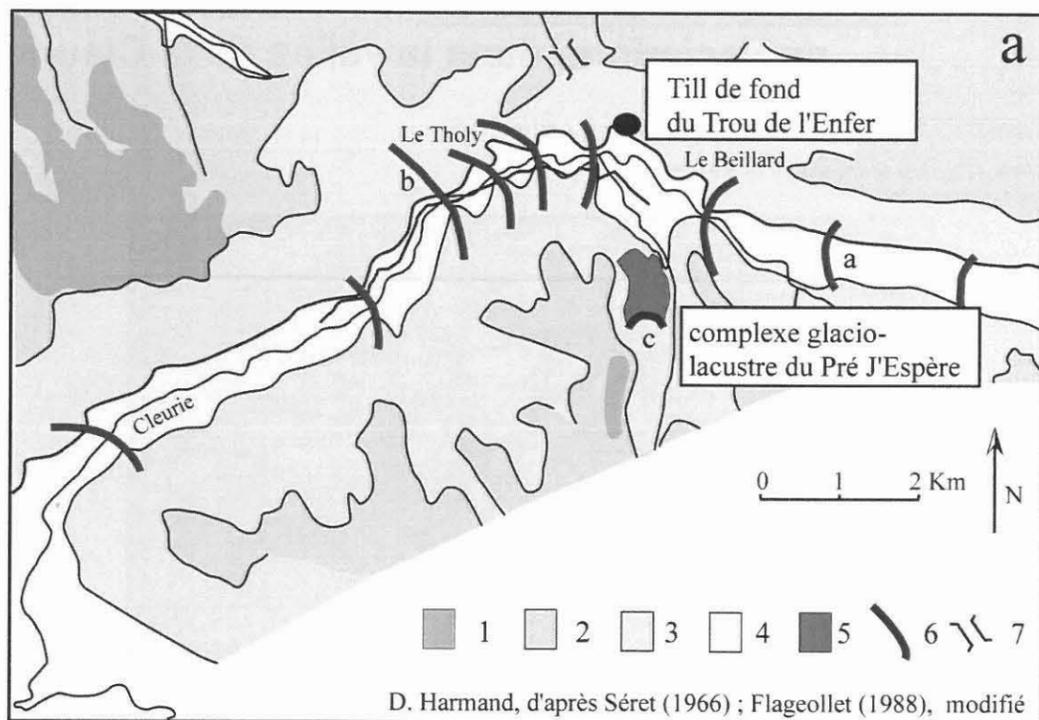
Plusieurs auteurs (Flageollet et Hameurt, 1971 ; Seret, 1990) ont montré que pendant la dernière glaciation, la vallée de la Cleurie a été modelée par **3 langues glaciaires**. Une langue diffluente, détachée du glacier de la Moselotte remontait la vallée à contre-pente jusqu'au Tholy (glacier de la basse Cleurie), une langue issue du glacier de la Vologne descendait la vallée jusqu'au Beillard (glacier de la haute Cleurie), tandis qu'un troisième glacier descendait la vallée suspendue du Cellet jusqu'au lieu-dit le Pré J'Espère (glacier du Cellet). À l'extrémité de ces langues glaciaires, on trouve des arcs morainiques dont la concavité est tournée vers le glacier, comme au Tholy où existent **quatre moraines de retrait** : la moraine la plus orientale, celle du Rain Brice, est la plus ancienne, les trois moraines surdimensionnées du Tholy sont de plus en plus récentes (fig. 19).

Parfois, les arcs morainiques sont associées à des **terrasses glacio-lacustres**, comme à l'Ouest du Lac de Gérardmer ou comme au Pré-J'espère au débouché de la vallée du Cellet, dans la vallée de la Cleurie.

Les terrasses glacio-lacustres permettent de reconstituer, lors de la déglaciation de la vallée, 3 générations de lacs dits "proglaciaires" (en fait : lacs de confluence glaciaire) à 675 m, 630 m et 550 m (Flageollet et Hameurt, 1971).

Le lac le plus élevé et le plus étendu était le paléolac du Beillard qui s'étendait sur 5 à 6 km d'ouest en est lors de sa plus grande extension (Flageollet, 1988). Son existence ne s'explique que par la présence, dans la basse vallée de la Cleurie à l'Ouest du Rain Brice, d'un glacier suffisamment élevé pour bloquer l'écoulement des eaux de fonte des glaciers vers l'ouest. L'exutoire du paléolac du Beillard se trouvait alors au nord du Beillard, à l'emplacement du Col de Rechaucourt qui se trouve à la même altitude que la terrasse du Pré J'Espère. Le drainage s'effectuait alors vers le nord en direction de la Vologne.

Le recul du glacier de la basse Cleurie et son abaissement provoquent la vidange du lac du Beillard vers l'ouest, mais comme la vallée de la Cleurie continue à être obstruée, (au moins) 2 lacs successifs s'établissent en aval de la Cleurie à 630 m et à 550 m. Au Tholy, ce dernier est jalonné par des terrasses de *kame* lacustres qui sont en position juxtaglaciaire.



1 : plateaux recouverts de Buntsandstein, 2 : plateaux modelés dans le socle, 3 : versants, 4 : fonds de vallée, 5 : terrasse pro-glaciaire du Pré-J'Espère, 5 : moraines de retrait des glaciers de la Vologne (a), de la Moselotte (b), de la vallée du Cellet (c), 7 : Col de Rechaucourt (exutoire du Lac pro-glaciaire du Beillard)

Figure 19 - Carte de localisation des dépôts glaciaires de la vallée supérieure de la Cleurie (doc. D. Harmand).

Les nouvelles données sur les dépôts du Pré J'Espère

Les observations effectuées depuis une quinzaine d'années, au fur et à mesure de l'exploitation, ont montré que le dépôt glacio-lacustre du Pré J'Espère passait, vers l'amont de la vallée du Cellet et vers le haut, à un complexe proglaciaire. Actuellement plusieurs formations peuvent être distinguées (Hayotte, 2004, 2007 ; Ochiotti, 2007) (fig. 20) :

- la formation I est représentée en premier lieu par des lits fins rouges argileux et limoneux de type *bottom set beds*, observés dans les années 1990 par D. Harmand, et en second lieu, par des dépôts stratifiés peu grossiers de type fluvio-glaciaire ;
- la formation II s'identifie avec un vaste corps sédimentaire à pendage apparent orienté vers l'est, de l'ordre de 22°. Les stratifications, obliques, indiquent une sédimentation dans un plan d'eau (*foreset beds*). Dans la formation II, quatre unités ont été distinguées, dans lesquelles il est possible d'observer des lits bien stratifiés et des bancs massifs qui pourraient correspondre à des dépôts glaciaires (tills sous-aquatiques) ;
- la formation III correspond à une unité à pendage plus faible et à granoclassement croissant vers le haut, glacio-lacustre à subaérienne, ce qui indiquerait la progression d'une marge glaciaire ;
- la formation IV est un dépôt de marge glaciaire qui montre des déformations (glacitectonique plicative) dues à une poussée par le glacier. Des blocs métriques de granite de Remiremont et du Tholy y ont été observés ;

- enfin, la formation V correspond à un till d'ablation de marge glaciaire avec des blocs de dimensions métriques.

Plusieurs données nouvelles sur l'origine des sédiments et les structures sédimentaires viennent préciser la mise en place des dépôts du Pré J'Espère.

- les éléments grossiers

Dans la formation II du Pré J'Espère, il est possible de distinguer 3 ou 4 types lithologiques parmi les galets de 40 à 80 mm de grand axe (Hayotte, 2004, à partir des déterminations de Marc Deschamps) :

- des galets issus de faciès locaux, comme les granites syntectoniques qui affleurent dans la vallée de Cellet, le long de la faille qui sépare, au sein des Vosges moyennes, la zone interne granitique à l'est et la zone externe surtout métamorphique à l'ouest. Leur part atteint 36 % ;
- des galets représentatifs de la zone interne, comme les faciès de microgranite (dit « rhyolite ») associé au Granite du Valtin, qui existe dans le bassin de la Moselotte ;
- des galets provenant de la zone externe du socle et de la couverture gréseuse. Les éléments provenant du Trias (Buntsandstein) constituent environ 15% de l'échantillon. Des placages de grès et de conglomérats subsistent sur les plateaux immédiatement à l'ouest de la vallée du Cellet (les Grandes Roches) ;
- des galets noirs très altérés - observés par Marc Durand - qui sont issus de basaltes probablement tertiaires.

En conséquence, la nature des galets indique, pour l'essentiel, une origine locale. Le dépôt se distingue pétrographiquement des autres dépôts de la vallée de la Cleurie plus pauvres en granite syntectonique et en Grès vosgien. Dans les quatre moraines du Tholy, les galets de 40 à 150 mm de grand axe sont composés pour les 2/3 d'entre eux de Granite fondamental et de Granite de Remiremont (Flageollet et Hameurt, 1971).

- analyses minéralogiques des sables

En revanche, les analyses minéralogiques des sables révèlent la prédominance de deux minéraux : la tourmaline et le zircon, minéraux que l'on trouve à la fois dans les roches du socle vosgien et dans le Grès vosgien, présents sur les plateaux qui dominent à l'ouest la vallée du Cellet. La rareté des autres minéraux issus des granites et des roches métamorphiques, notamment dans les unités glacio-lacustres, tend à montrer que les sables deltaïques proviennent du remaniement de sables déjà altérés qui se trouvaient sur les versants de la vallée du Pré J'Espère. Ces sables, qui possédaient à l'origine une plus forte diversité minéralogique à l'image du till de fond (?) du Trou de l'Enfer (qui se situe à la base du versant de rive droite de la vallée de la Cleurie, en face du Pré J'Espère), ont été altérés de toute évidence lors d'une phase tempérée antérieure, peut-être pendant l'interglaciaire éémien (ou de Lure).

- structures glacitectoniques

Deux sites de déformations glacitectoniques ont été distingués. Les plus structures les plus récentes peuvent être observées aujourd'hui dans la partie supérieure de la carrière (formation IV). Les plus anciennes, de style peu différent mais de plus grande ampleur, situées au nord-ouest des fronts de taille actuels en bordure externe de la terrasse glacio-lacustre (fig. 21 a, c), ont malheureusement disparu en raison de l'exploitation. Ces structures, observées au milieu des années 1990, semblent indiquer que l'essentiel de la terrasse initialement exploitée (unités I et II) correspondrait en fait à un delta de *kame* mis en place, dans un lac d'obturation glaciaire, alors que la vallée de la Cleurie était encore entièrement englacée. Il aurait été déformé sur sa bordure nord lors d'une phase de crue du glacier de la Cleurie (Durand, 2007).

Tout porte à croire que les dépôts du Pré J'Espère, du fait de leur épaisseur et de leur complexité, ne peuvent être l'œuvre d'un petit glacier local ayant pris naissance à quelques kilomètres en amont. Ils ne peuvent non plus être seulement contemporains de la déglaciation du massif.

L'orientation des lits frontaux de la formation II indique une alimentation de sédiments détritiques au sud-ouest à partir d'un glacier recouvrant au moins partiellement les plateaux

et remaniant des matériaux d'altération. Il est fort probable que la vallée du Cellet a été alimentée par une langue glaciaire diffluente d'un vaste glacier situé au sud ou peut-être d'une calotte glaciaire. Les structures de poussée et la présence d'un till de fond (probable) à l'emplacement du paléolac du Beillard indiquent un englacement généralisé de la vallée de la Cleurie, antérieurement à la triple convergence des glaces et au paléolac du Beillard. La plus grande partie des dépôts déjà exploités du Pré J'Espère se serait plutôt mise en place lors de l'avant dernière glaciation, alors que l'essentiel des dépôts encore visibles actuellement témoignent d'une phase d'extension glaciaire lors de la dernière glaciation, probablement au cours du stade isotopique marin 3.

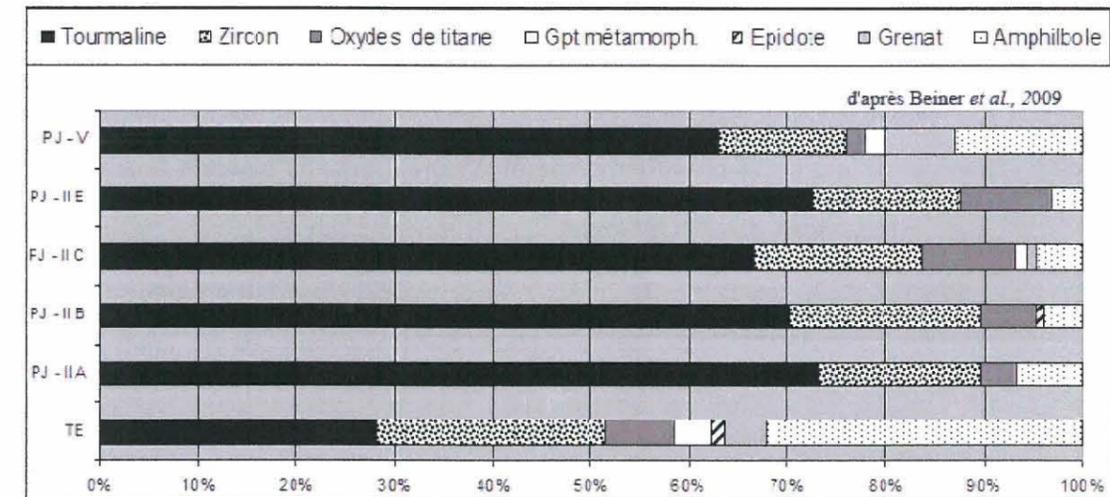
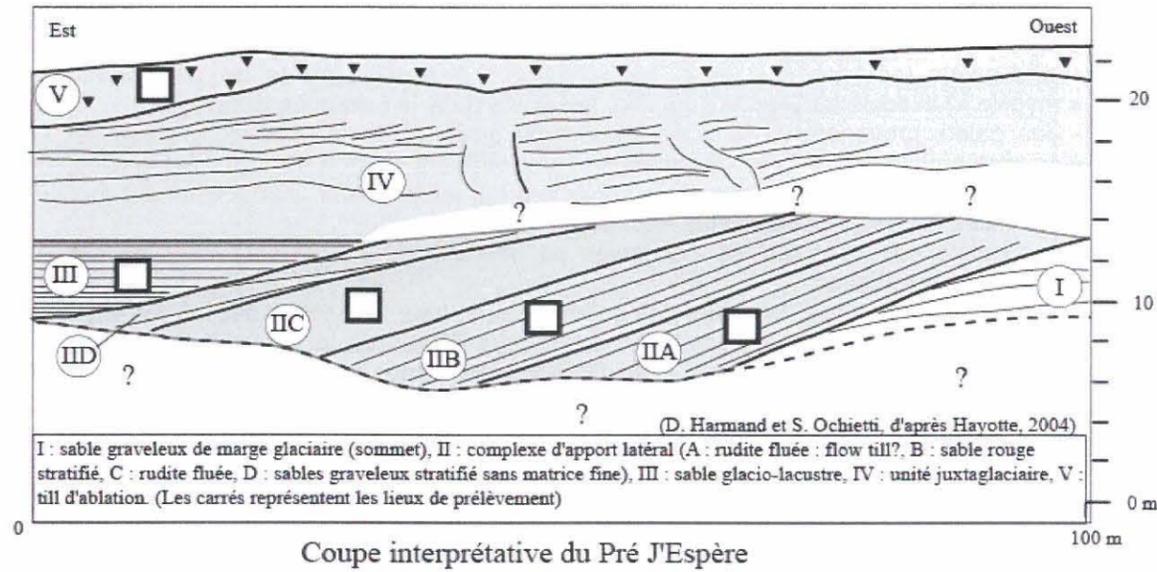


Figure 20 - Coupe interprétative et analyses minéralogiques du Pré J'Espère (doc. Beiner *et al.*, 2009).

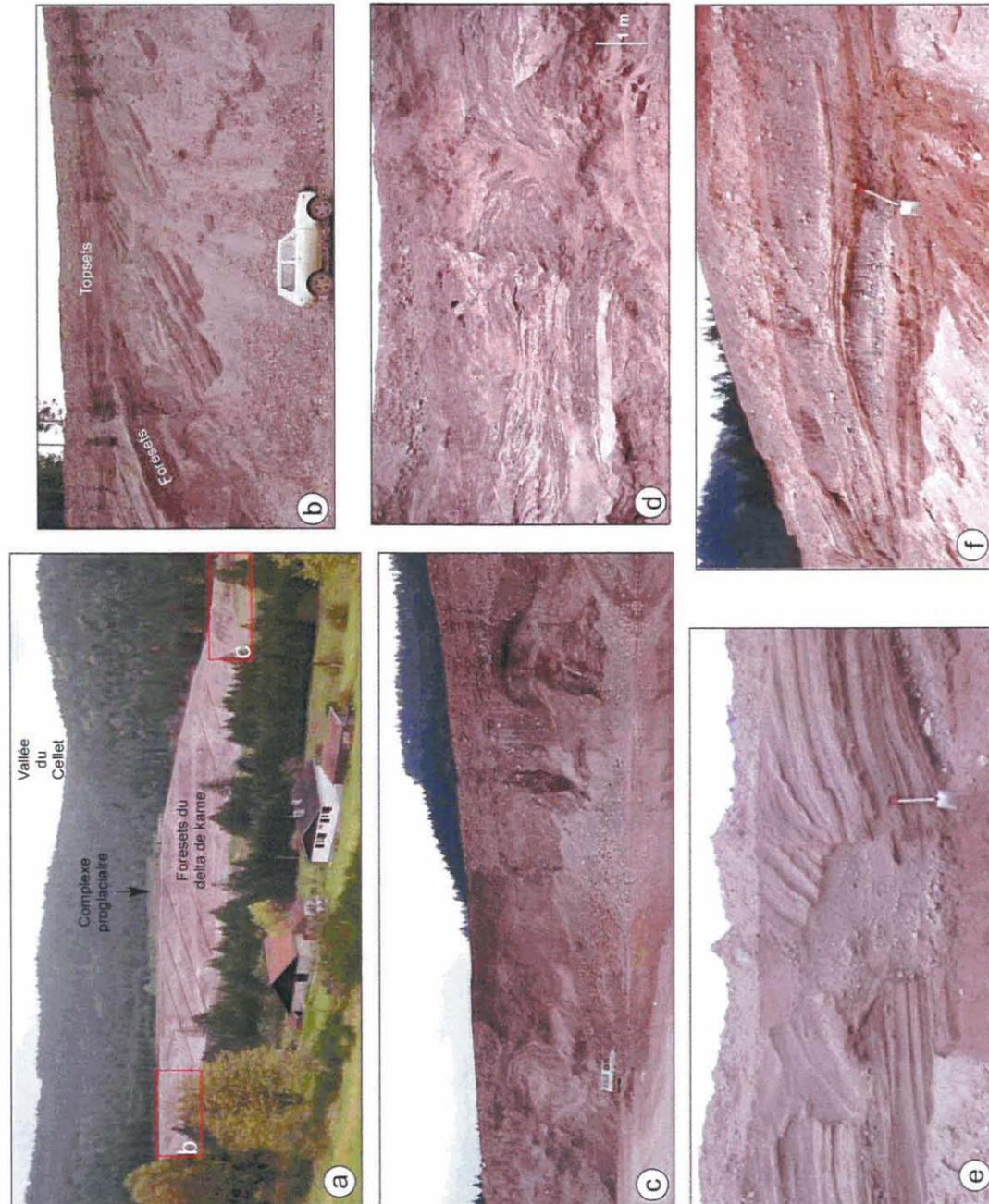


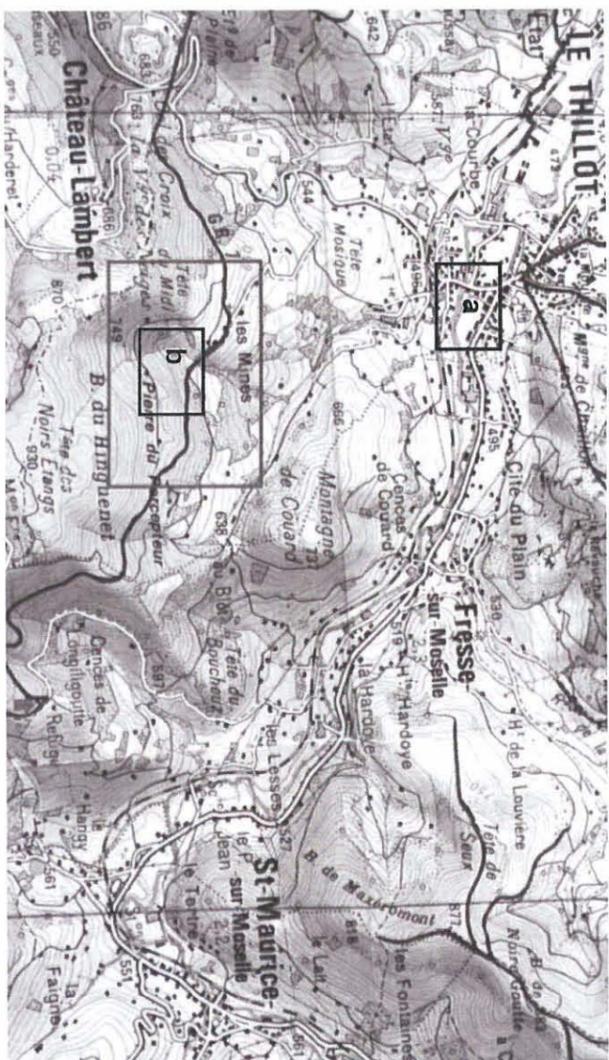
Figure 21 – Complexe glacio-lacustre du Pré J'Espère (ph. M. Durand).

- a, b, c : Aspects en 1995.
- a: Ensemble de l'exploitation, vue du nord ;
 - b: Structures de glaciectonique compressive, sur le bord externe de la terrasse de kame lacustre ;
 - c: Partie sommitale de la terrasse.
- d, e, f : Aspects en 2007.
- d: Structures de glaciectonique compressive, dans le complexe proglaciaire "formation IV" ;
 - e: Structure engendrée par la fonte d'un bloc de glace intra-morainique, dans la "formation V" ;
 - f: Coupe transversale d'un lobe soliflué, à l'avant du glacier, dans des dépôts sableux de lac peu profond ("formation V").

Arrêt 5 - Le Thillot :

Mines

Situation : cartes IGN 1/50 000 - n° 3519 : Remiremont et n° 3520 : Giromagny



5 a : la Maison des Hautes-Mynes

A l'origine, cette structure réutilisant l'ancienne gare (fig. 22), était destinée à fournir au visiteur des informations, ainsi que le livret-guide permettant la découverte du site minier (situé à 2 km) par un parcours fléché.

Les informations croissantes résultant des recherches ont progressivement enrichi le contenu. Depuis l'année 2000, l'intérêt majeur supplémentaire résulte de la présentation des équipements de pompage retrouvés dans les zones ennoyées de la mine Saint-Charles (fig. 23).

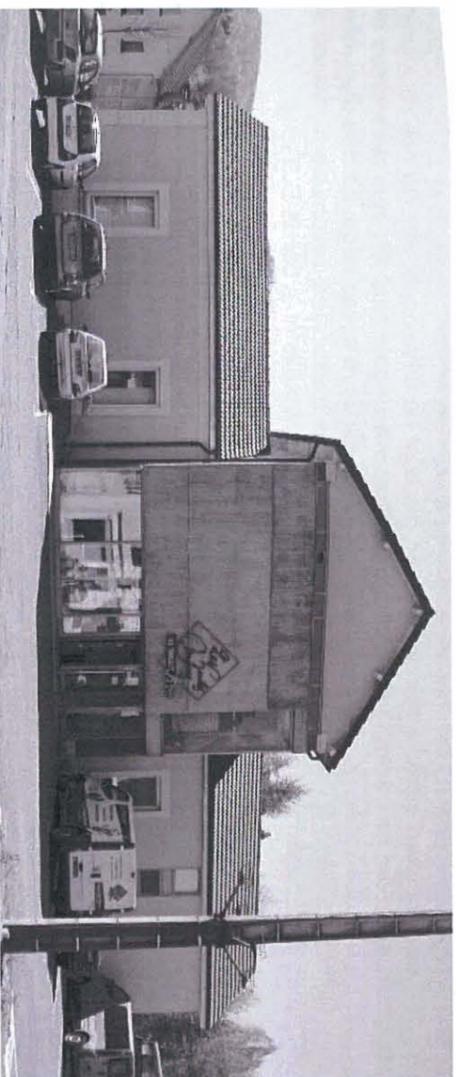


Figure 22 – La structure muséographique, au Thillot (ph. F. Pierre).

Mairelle - St Charles - Pompe n° 10
LE THILLOT - VOSGES
Pompe en situation
Lévé AMV (07/99)

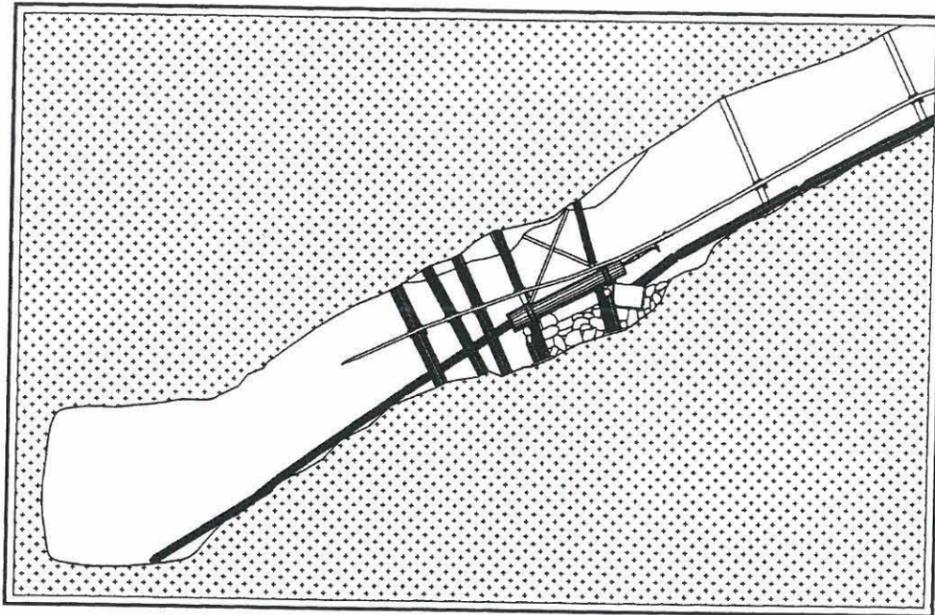


Figure 23 – Coupe d'installation de la pompe n°10 (doc. Mairelle – St Charles).

5 b : le sentier de découverte et la visite souterraine de la Rouge Montagne

Des recherches de filons pour argent et cuivre sont engagées à partir de 1550, sous l'impulsion d'une volonté ducale de relance économique. Les résultats de plusieurs études récentes, par les textes et par une approche archéologique, révèlent une histoire et un patrimoine qui présentent un intérêt reconnu à l'échelle européenne. Le territoire a conservé de multiples traces de ces activités minières et métallurgiques terminées depuis 250 ans. Ce façonnage du terrain peut être perçu dans le paysage actuel à plusieurs échelles et selon un schéma organisationnel. Différents aspects sont à considérer.

Les principaux paramètres de mise en place et de développement de ces structures sont bien sûr d'ordres géologique et géographique, mais également liés aux ressources en eau et en bois. La vallée de la Moselle est une vallée glaciaire assez large, bordée d'un relief dont l'altitude s'élève au sud à plus de 1 200 m dans le massif des Ballons de Servance et d'Alsace ; la circulation y est aisée, vers la source de la Moselle et le col de Bussang.

L'emplacement de la fonderie ducal du district. Le choix de l'emplacement a résulté, en 1560, d'une réflexion collective sur la meilleure implantation possible. Ces conditions d'installation sont gouvernées par l'expérience acquise sur des sites plus anciens ; elles répondent à des critères économiques et sanitaires. Ce choix fut judicieux, puisque le site a été fonctionnel durant deux siècles. Autour de la fonderie, l'**activité de charbonnage** concerne un amphithéâtre forestier de 2 000 hectares entre 600 et 1 200 m d'altitude, au débouché de la vallée des Charbonniers.

La dispersion des installations. Elle conduit à des déplacements inévitables. Le relief peu accentué permet la construction de chemins permettant le passage de chariots. Le chemin principal relie l'atelier de préparation des minerais à la fonderie ; pour l'année 1600, on recense 500 chariots de minerai sur ce chemin de 6 km.

Réversibilité des transformations. Les traces superficielles d'une activité minière de faible développement peuvent facilement disparaître du paysage et être apparemment effacées, comme dans le cas des mines d'Ag de Bussang ; ce secteur minier est vierge de toute trace visible de modification du paysage, en exceptant le fait que le développement même du village ait été pour une part lié aux mines.

Au Thillot avec des exploitations plus importantes et de longue durée, les cicatrices sont plus profondément inscrites dans le paysage et sont, pour une part, irréversibles ; les entrées de mines sont pour la plupart bien visibles, ponctuées de haldes de stériles.

La gestion de l'eau. L'eau de surface et la construction d'étangs permettent la production de force motrice utilisée par les diverses machines des mines, forges et fonderie. En ce qui concerne les eaux souterraines d'infiltration, le vide des réseaux souterrains a eu une action irréversible sur la circulation de l'eau à l'intérieur du massif rocheux.

L'impact sur la forêt. Il est toujours d'actualité à Saint-Maurice-sur-Moselle, dans une vallée proche de l'ancienne fonderie : la *Colline des charbonniers*, où la sélection d'essences pour des usages miniers spécifiques a conduit à favoriser la culture du hêtre pour la production du charbon de bois pour la fonderie.

Les **bocards** et laveries, la **fonderie** polluent l'air, les sols et les eaux.

L'ensemble de ce patrimoine minier constitue un remarquable témoignage des principales facettes d'une activité pré-industrielle du Massif des Vosges, dont les éléments sont représentatifs des méthodes minières européennes des XVI^e et XVII^e siècles (fig. 24).

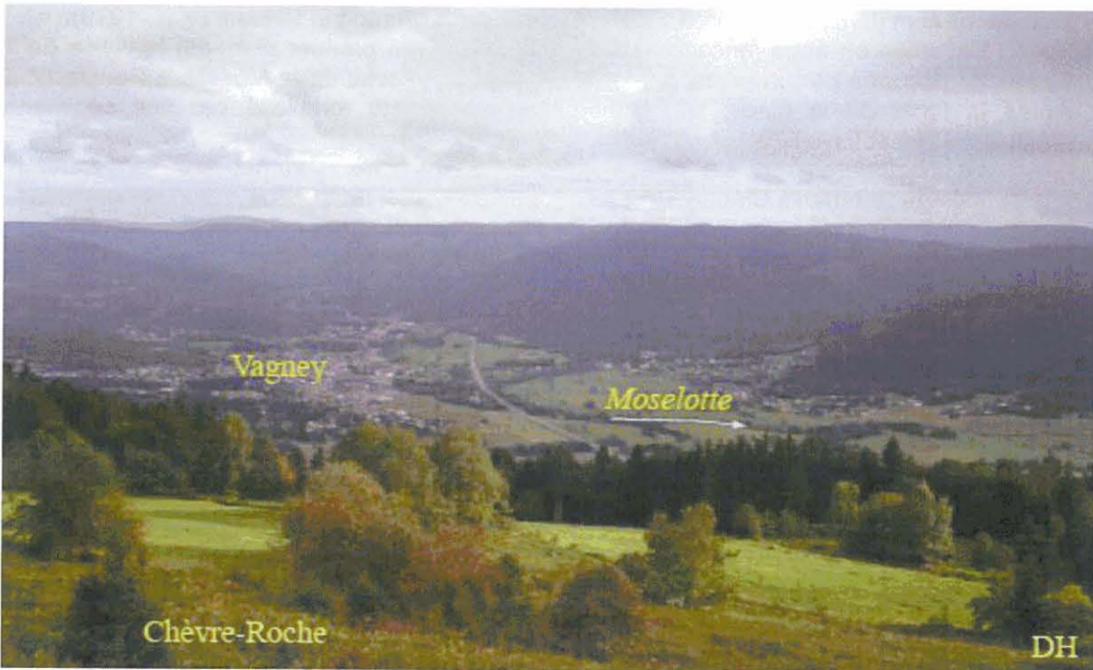


Figure 26 - (1) Vallées au sud-est du Horst d'Épinal (doc. Google).
 (2) Vallée de la Moselotte (ph. D. Harmand).

Sur le plateau de grès, quelques blocs **erratiques** de granite témoignent de la présence d'une calotte glaciaire lors de la glaciation ancienne.

Arrêt 7 - Le Syndicat - Saint-Amé : Centre de géologie *Terra genesis*

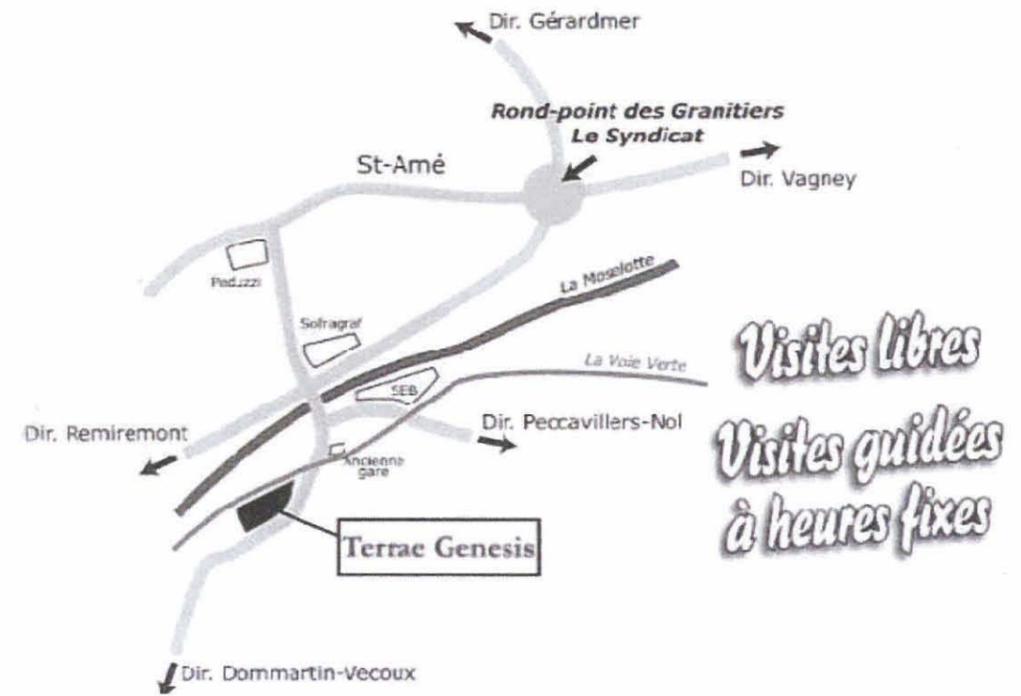


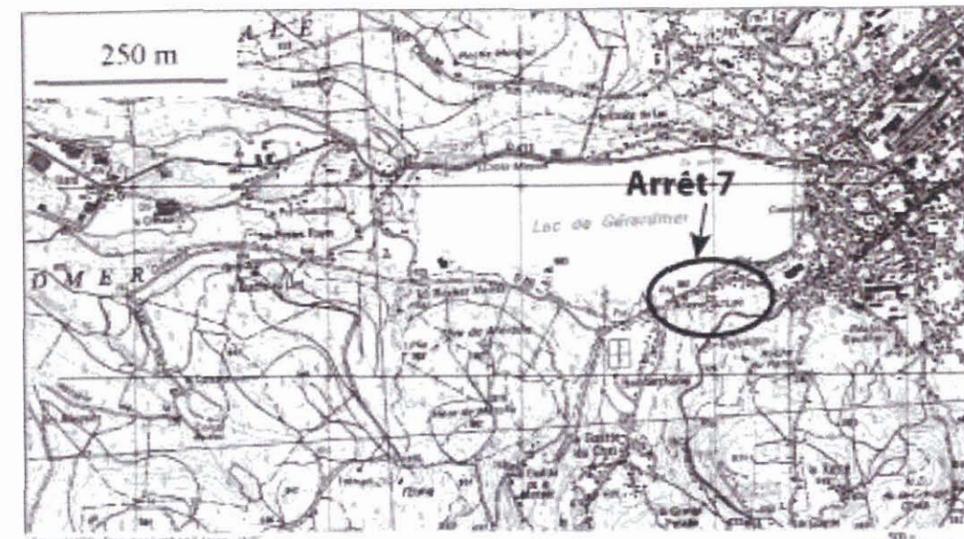


Figure 27 – Synthèse pétrographique de la carte géologique de Remiremont (ph. M. Hanzo).

Arrêt 8 - Gérardmer : Lac de barrage morainique et roches moutonnées de la Vologne

Situation : carte IGN 1/25 000^e - n° 3618 W : Gérardmer

Parking Les Roches du lac



Le Lac de Gérardmer (fig. 16), situé à 660 m d'altitude, est l'un des trois lacs naturels de la Vallée des Lacs (les 2 autres sont les lacs de Longemer et de Retournermer). Actuellement, il est drainé vers l'est par un petit cours d'eau, la Jamagne, affluent de rive gauche de la Vologne. En aval du Saut-des-Cuves, celle-ci se dirige vers le NW en suivant la vallée de ligne de faille étroite située au sud-est de Granges-sur-Vologne

La limite de bassin versant entre la Vologne et la Cleurie se situe à l'extrémité ouest du Lac de Gérardmer sur le complexe delta - moraine frontale (678 m) ; cette moraine marque un stade de retrait du glacier de la Vologne. Le Lac de Gérardmer est donc un lac de barrage morainique dont le fond se trouve à 626 m, le contact entre le substratum rocheux et les sables glacio-lacustres se situant à 622 m (Flageollet, 2007).

À Gérardmer, la vallée des Lacs présente la dissymétrie classique sur le versant lorrain entre versant nord et versant sud : le versant des Xettes orienté vers le sud (« l'endroit ») a un tracé rectiligne et une pente régulière assez forte ; le versant orienté vers le nord (« l'envers ») est échancré de vallées glaciaires ou de vallons prenant naissance dans des cirques orientés vers le nord (Flageollet, 2007).

Les Roches du Lac, situées au pied de « l'envers », sont des roches moutonnées façonnées dans le granite fondamental (Fluck et Ménillet, 1978). Leur dissymétrie indique le sens d'écoulement du glacier vers l'ouest : la face amont tournée vers l'est est polie par l'abrasion glaciaire, en raison de la forte pression exercée, tandis que la face aval à l'ouest est découpée en marches d'escaliers selon les directions de la fracturation. La pression de la glace y est plus faible et le regel de l'eau à la base du glacier ouvre les fractures et arrache les débris rocheux, ultérieurement exportés par le glacier (Harmand et Le Roux, 2006).