



**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000**

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# GÉRARDMER

XXXVI-18



## GÉRARDMER

La carte géologique à 1/50 000  
GÉRARDMER est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : ÉPINAL (N° 85)  
à l'est : COLMAR (N° 86)

*Hautes Vosges et  
vallées glaciaires*

RAMBERVILLERS	S-DIÉ	SÉLESTAT
BRUYÈRES	GÉRARDMER	COLMAR- -ARTOLSHEIM
REMIREMONT	MUNSTER	NEUF-BRISACH- -OBERSAASHEIM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



# NOTICE EXPLICATIVE

## SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> .....	2
<i>REMARQUE SUR LE MODE DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE</i> <i>ADOPTÉ</i> .....	3
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES VOSGES MOYENNES</i> .....	3
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	5
<i>PRÉSENTATION DU SOCLE DES VOSGES MOYENNES</i> .....	5
<b>Gneiss et migmatites préhercyniens</b> .....	6
<b>Migmatites de Gerbépal</b> .....	14
<b>Formations granitiques</b> .....	15
<b>Filons</b> .....	24
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i> .....	25
<b>Carbonifère</b> .....	25
<b>Permien</b> .....	26
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i> .....	27
<b>Trias</b> .....	27
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i> .....	29
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE</i> .....	29
<b>Formations d'altération</b> .....	30
<b>Formations glaciaires</b> .....	31
<b>Formations fluvio-glaciaires, glacio-lacustres et alluvions à blocs</b> .....	34
<b>Formations alluviales</b> .....	37
<b>Formations lacustres</b> .....	38
<b>Formations périglaciaires de versant</b> .....	38
<b>Formations de fonds de vallons</b> .....	40
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES .....	42
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i> .....	42
<i>RADIOACTIVITÉ</i> .....	43
OCCUPATION DU SOL .....	44
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i> .....	44
<i>DONNÉES GÉOTECHNIQUES</i> .....	46
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	48
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	48
<i>SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES</i> .....	52
<i>GÎTES MINÉRAUX</i> .....	53
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	57
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i> ....	57
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	57
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCES APPROXIMATIVES DE QUELQUES NOTATIONS</i> .....	63
AUTEURS DE LA NOTICE .....	64
ANNEXES .....	65

## INTRODUCTION

La portion de territoire couverte par la feuille Gérardmer correspond à la partie centrale du massif vosgien principal où prédominent très largement des terrains granitiques et cristallophylliens. Le trait géologique majeur qui apparaît d'emblée sur la carte est une grande ligne de dislocation qui la traverse en oblique du milieu de sa bordure méridionale à son angle nord-est. C'est le faisceau des failles de Retournermer—Sainte-Marie-aux-Mines, linéament principal au sein du massif vosgien. La ligne de crête principale du massif suit de près cette étroite bande de dislocation. Elle la borde à l'Est, du col de la Schlucht (1139 m) au Sud à la Tête des Faux, en passant par le Gazon de Faing (1 306 m), point culminant dans le cadre de la feuille. Interrompue par la vallée de la Béchine au niveau du nœud tectonique du Bonhomme, elle est relayée vers le Nord, dans son rôle de partage des eaux entre le versant lorrain et le versant alsacien, par la crête qui longe à l'Ouest la faille de Sainte-Marie-aux-Mines, du Louchbach à la Tête du Violu.

D'un point de vue structural, la carte n'intéresse que le domaine des Vosges moyennes qui correspond à une unité tectonique de l'orogène hercynien ou varisque, constituée presque uniquement de granites, de migmatites et de gneiss.

Au Nord-Ouest, une bande de terrains d'âge permien correspond à une apophyse méridionale du bassin permien de Saint-Dié.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les levés du socle ont été liés à des recherches fondamentales, importantes pour la connaissance de l'ensemble structural des Vosges moyennes. J. Hameurt (1967) a étayé son étude des terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes par une cartographie détaillée systématique, utilisée presque sans modification pour la partie lorraine de la feuille.

Pour la partie alsacienne, à la suite des travaux cartographiques et pétrologiques de J.-P. von Eller, P. Fluck (1963-1973) a mené à bien une cartographie très fine, à l'échelle de 1/25000, complétée par des levées de J.-B. Zinglé (1967) pour la bordure méridionale de ce secteur. La différence des mailles d'affleurement entre les versants lorrain et alsacien a exagéré quelque peu la disparité naturelle entre les deux versants.

Les formations permienes du secteur nord-occidental de la feuille ont été levées par J. Hollinger dans le cadre de son étude stratigraphique et sédimentologique des bassins permien du Nord des Vosges. Les formations triasiques du massif du Lingé ont été levées par N. Théobald (1952). À la faveur de nouveaux affleurements F. Ménillet a revu la limite socle—couverture à la périphérie de ce massif ; les faciès sablo-argileux précédemment rattachés au Permien doivent être selon l'avis de J. Hollinger considérés comme un faciès local de la moitié inférieure du Grès vosgien, d'âge triasique.

La cartographie des terrains quaternaires et autres formations superficielles a été effectuée lors des dernières campagnes de levés. L'achèvement d'études détaillées dans la vallée de la Béchine (A. Knierim et J. Stoehr, 1974), dans les vallées des hautes Meurthe (M. Darmois-Théobald, 1973-1974) et celle de la Vologne (J.-C. Fla-gollet) s'est fait en liaison avec les levés de F. Ménillet sur l'ensemble de la feuille.

Ainsi la feuille Gérardmer donne les traits essentiels des connaissances géologiques sur cette partie des Vosges en 1974. La partie alsacienne du socle est actuellement l'objet d'études pétrologiques et géochimiques détaillées (P. Fluck).

### REMARQUE SUR LE MODE DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE ADOPTÉ

Le socle vosgien est recouvert par une couverture de formations superficielles presque continue ; généralement il n'affleure en surface qu'en chicots et barres rocheuses et dans les entailles de routes et de chemins forestiers.

Comme sur la feuille Munster, pour exprimer de façon claire la structure et la mosaïque complexe des formations granitiques et gneissiques, nous avons été conduits à limiter l'expression des formations superficielles par des teintes aux seules formations des vallées et des bas versants. Pour le reste des versants et sur les crêtes, les teintes figurées sont celles du substrat dont les principaux affleurements sont représentés par des signes indiqués dans la légende ; les formations superficielles ne sont représentées que par des notations, des signes ou des figurés. Aussi chaque teinte du substrat, en plus de sa notation propre, peut être surchargée par diverses notations de formations superficielles qui se rapportent à l'aire précise où elles sont figurées.

### HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES VOSGES MOYENNES

Des ères précambriennes et paléozoïques, le domaine des Vosges moyennes n'a guère conservé que des témoins hautement métamorphiques et granitiques. Ces témoins ne donnent donc que des informations sur les phénomènes intervenus à un niveau relativement profond de la croûte terrestre.

Les formations les plus archaïques comprises dans les Vosges moyennes sont les anciennes séries sédimentaires et volcaniques à l'origine des gneiss. Rapportées au Moldanubien défini en Bohême, elles auraient un âge précambrien supérieur. Ces séries ont été affectées par un métamorphisme de haute pression et haute température dans *Yamphibolite-facies* ou le *granulite-facies* (paragénèse à grenat, disthène, rutile notamment, pour les termes alumineux). Dans la série de Sainte-Marie-aux-Mines, une évolution de cette phase (datée à -509 M. A. par M. Bonhomme et P. Fluck, 1974) serait responsable de la formation de la biotite et de la transformation du disthène en sillimanite prismatique (P. Fluck, inédit). Un second métamorphisme de haute température mais pression moyenne (calédonien ou hercynien ?) déstabilise le grenat et le disthène (ou la sillimanite prismatique) pour former de la cordiérite ou de la sillimanite fibreuse. Ce second métamorphisme s'accompagne de phénomènes de migmatisation dans certaines zones originellement granulitiques (migmatites de Gerbépal).

Parallèlement, d'autres gneiss subissent des recristallisations syncinématiques, engendrant les granito-gneiss, qui peuvent passer, par granitisation ou même un début d'anatexie, à des granites dont l'âge serait calédonien pour J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) (Granite fondamental). À la fin de ce cycle orogénique des mouvements de compression entraînent le chevauchement vers le Sud-Ouest des migmatites de Gerbépal sur les granito-gneiss et le Granite fondamental.

S'il ne reste aucun témoin sédimentaire d'âge dévonien (domaine marin probable), les dépôts schisto-grauwackeux marins du Carbonifère inférieur (Culm viséen) étaient étendus sur une partie de la feuille (de Soutzieren à Lapoutroie). Dans cette zone, ils ont été affectés par un métamorphisme hercynien de haute température, dont les paragénèses (biotite-cordiérite-amphibole) sont exprimées dans les enclaves et septums entrant dans la composition des migmatites de Kaysersberg (P. Fluck, 1976) ; ce métamorphisme s'accompagne d'une granitisation dont le produit est le granite hétérogène, formant la matrice de ces enclaves ; une fusion de ce granite hétérogène est à l'origine des granites d'anatexie de la région d'Orbey (type granite de Hohrodberg).

Dans le cadre de l'orogénèse hercynienne, la tectonique souple de la phase sudète, si nette dans les Vosges du Sud et les Vosges du Nord (plis d'axes est—ouest,

failles inverses, chevauchements), apparaît mal dans les Vosges moyennes, liées à un niveau structural plus profond et déjà armées de roches cristallines. La tectonique cassante, qui a suivi, a laissé une empreinte beaucoup plus apparente, en particulier les premiers mouvements qui ont engendré la grande dislocation de Retournemer — Sainte-Marie-aux-Mines. Cette zone de fractures profondes a joué un rôle dans la mise en place du granite des Crêtes, d'origine magmatique et d'âge tardi-viséen et de celle du granite intrusif du Valtin plus ou moins lié à la phase asturienne.

Au terme de l'orogénèse hercynienne, les Vosges, partie médiane de la « Cordillère sudète », qui s'étendait du Bassin parisien à la Thuringe, sont bien armées de granite mais également très fracturées. Soumis aux agents d'altération et d'érosion, le domaine des Vosges moyennes est encore émergé au cours du Permien, à l'exception de sa marge septentrionale, annexée au bassin permien de Saint-Dié. Les dépôts détritiques du Permien de teinte dominante rouge et mal triés (type *fanglomérat*) indiquent un changement climatique ; au climat tropical forestier du Carbonifère a succédé un climat plus sec avec des alternances saisonnières accusées et des périodes arides.

Ce n'est qu'au Trias inférieur (Buntsandstein moyen) que le domaine des Vosges moyennes, au relief dès lors arasé, redevient une aire de sédimentation. Il se situe dans la partie méridionale de la vaste plaine subhorizontale, étendue de la Lorraine à la Hesse où des rivières originaires du Sud-Ouest déposent des sables rouges et par moment des galets. Ultérieurement cimentés, ces sables constitueront le Grès vosgien. Ensuite une arrivée plus massive de galets est à l'origine du Conglomérat principal.

Grès et conglomérats du Buntsandstein sont les seuls témoins de la couverture secondaire des Vosges moyennes qui aient été conservés. Cependant, les données paléogéographiques fournies par les études du Trias et du Jurassique de Lorraine et d'Alsace et l'analyse des conglomérats tertiaires du bord occidental du fossé rhénan permettent d'établir que les Vosges moyennes ont été recouvertes par des dépôts marins et lagunaires du Muschelkalk et du Keuper et très probablement aussi par les dépôts marins épicontinentaux du Jurassique. Au Crétacé, de la Lorraine au Wurtemberg s'étendait vraisemblablement une aire émergée subhorizontale.

Les premiers phénomènes de distension, préluant à la formation du Fossé rhénan apparaissent dès le Crétacé supérieur (émissions basaltiques des Trois-Épis et de Vorder-Marbach). L'ankartrite du Valtin, d'âge paléocène, montre que cette distension a intéressé le massif vosgien, au moins jusqu'à la dislocation de Retournemer — Sainte-Marie-aux-Mines. Mais c'est essentiellement à partir de l'Éocène supérieur que la tectonique rhénane va dominer l'évolution géologique de la région. Le Fossé rhénan prend naissance et le horst vosgien s'individualise.

Le nouveau relief vosgien est alors attaqué par l'érosion et sa couverture secondaire est démantelée. Au Néogène, le socle hercynien des Vosges est très largement mis à nu et subit une altération relativement intense, tandis que s'ébauchent les vallées actuelles. Au Quaternaire, le massif vosgien a subi l'empreinte de phénomènes liés au froid : glaciations et processus périglaciaires. Les glaces ont occupé des surfaces étendues dans la partie sud-ouest des Vosges, y compris le territoire couvert par le quart sud-ouest de la feuille (voir le schéma de l'extension maximale des glaces en marge de la carte). Les hautes vallées ont plus ou moins acquis un modèle glaciaire (cirques glaciaires, surcreusements, élargissement des vallées en auge) et conservé des dépôts morainiques. L'histoire précise des différentes glaciations est encore mal connue. Pendant les périodes froides, les processus périglaciaires (gélifraction, gélifluxion), liés au gel intense et profond et aux périodes de dégel superficiel ont fortement marqué les versants des vallées. L'évolution du climat et de la végétation après le retrait des derniers glaciers est bien connue par l'étude pollinique des tourbières des anciens cirques glaciaires.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### PRÉSENTATION DU SOCLE DES VOSGES MOYENNES

Les Vosges moyennes constituent un ensemble structural majeur des Vosges, très anciennement ébauché et bien individualisé au cours des phases paroxysmales de l'orogénèse varisque. Elles sont limitées au Nord par la dislocation de Lalaye—Lubine, branche orientale de l'accident médio-parisien. Au Sud, elles ne sont pas délimitées par un accident important, mais par une ligne fictive Luxeuil—Colmar, correspondant à la limite nord des bassins grauwackeux très peu métamorphiques des Vosges du Sud.

Les Vosges moyennes sont essentiellement constituées de granites, de migmatites et de gneiss, les séries gneissiques ayant des analogies avec la série type du Moldanubien de Bohême. Dans cet ensemble à structure complexe, J. Hameurt (1967) a distingué :

- une zone occidentale, constituée essentiellement de migmatites, à faciès fréquemment granulitique, plus ou moins injectés de granites hercyniens,
- une zone axiale très complexe, avec des séries gneissiques diversifiées, des granito-gneiss, un granité pré-hercynien et des granites intrusifs hercyniens,
- une zone orientale, avec des migmatites et des granites variés.

Le territoire de la feuille Gérardmer se situe à cheval sur ces trois zones :

- la zone occidentale est représentée par les migmatites de Gerbépal, limitées par un contact anormal au niveau duquel s'est élaboré un granite syncinématique ( $\square 1d$ ),
- la zone axiale est comprise entre cet accident et le bord oriental de la dislocation de Retoumemer (prolongement méridional de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines) relayée au Nord-Est, dans son rôle de limite, par la lame de granite du Bilstein,
- la zone orientale, à l'Est de cette dislocation est représentée essentiellement par une mosaïque de granites avec quelques lambeaux de migmatites (migmatites de Kaysersberg).

Malgré les excellentes études de J. Jung (1928), J.-P. von Eller (1961), J. Hameurt (1967), C. Gagny (1968) et P. Fluck (1971), l'articulation des formations de ces différentes zones est encore très hypothétique.

À l'exception des migmatites de Kaysersberg, récemment considérées par P. Fluck (1975) comme liées à l'orogénèse hercynienne, une histoire essentiellement pré-hercynienne est admise par la quasi-totalité des auteurs pour les gneiss et migmatites des Vosges moyennes. Ces formations ont une histoire commune, bien synthétisée par J. Hameurt (1967) avec :

- un premier métamorphisme, catazonal, de haute pression à disthène et grenat daté de  $-509 \pm 14$  M. A. par M. Bonhomme et P. Fluck (1974),
- un second métamorphisme, mésozonal, de moyenne à basse pression à cordiérite et sillimanite fibreuse, d'âge plus incertain [ $-407 \pm 67$  M. A., M. Bonhomme et P. Fluck (1974)]. Ce rétro-métamorphisme est accompagné ou suivi de phénomènes de migmatisation ou d'anatexie. À la fin de ce cycle thermique a lieu une plagioblastèse O régionale, en climat atectonique.

Les gneiss et migmatites des Vosges moyennes paraissent avoir une origine volcano-sédimentaire ou volcanique d'âge précambrien supérieur probable. Des schémas stratigraphiques ont été proposés pour des formations gneissiques de la

(\*) Au sens de Mehnert (1957) : «recristallisation isochimique regroupante» (*Sammelkristallisation*) de l'ensemble ou tout au moins de la majeure partie des constituants minéralogiques de roches antérieurement gneissiques qui acquièrent une structure grenue non orientée (gneiss perlés).

partie septentrionale de la zone axiale, en corrélation avec la succession type du Moldanubien de Bohême. En particulier, J. Hameurt (1967) a proposé la stratigraphie suivante, de haut en bas :

- Gneiss d'Urbeis (\*),
- Gneiss monotones de la Croix-aux-Mines, équivalents approximatifs des Gneiss à sillimanite de Sainte-Marie-aux-Mines et du groupe flyschöide du Moldanubien de Bohême,
- Gneiss variés de la Croix-aux-Mines, mis en corrélation avec les Gneiss variés à grenat de Sainte-Marie-aux-Mines et le groupe varié à caractère volcano-sédimentaire du Moldanubien de Bohême.

Le parallélisme des séries de la Croix-aux-Mines et de Sainte-Marie-aux-Mines n'étant pas encore démontré, nous avons préféré une description séparée des deux séries. Quant à la position stratigraphique et paléogéographique relative des gneiss du centre de la feuille (lambeaux du col du Bonhomme, de Xéfosse, de Straiture et de Longemer) et des migmatites de Gerbépal, une incertitude complète demeure.

À la fin du second cycle métamorphique est également rapportée la genèse des granito-gneiss du bassin de haute Meurthe par « recristallisation syncinématique de gneiss, accompagnée d'un important apport potassique » (J. Hameurt, 1967). Cet auteur oppose le *Granite fondamentale*, « produit d'une homogénéisation palingénétique des granito-gneiss », daté à  $-395 \pm 18$  M. A. (J. Hameurt et P. Vidal, 1973) et les granites intrusifs hercyniens. C'est à cette époque de l'élaboration du Granite fondamental qu'a eu lieu le chevauchement de la zone occidentale sur la zone axiale. Un granite syncinématique ( $\gamma 1d$ ) se forme dans la surface de chevauchement.

### Gneiss et migmatites préhercyniens

#### Groupe des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines

Ces gneiss apparaissent le long d'une bande qui s'élargit du S. SW au N. NE, en position de fossé, limitée à l'Ouest par la faille de Sainte-Marie-aux-Mines et à l'Est par divers massifs de granite, par un contact généralement faillé. Ce « fossé » s'est formé lors d'une période relativement tardive de l'orogénèse hercynienne. Au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, s'observent des décrochements et des failles inverses dont un chevauchement qui amène le groupe varié au-dessus des gneiss à sillimanite.

P. Fluck (1971 et levés inédits) a établi une lithostratigraphie dans ces gneiss, qui comprennent de haut en bas :

- des gneiss à sillimanite  $\zeta 3$ ,
  - des leptynites  $\zeta 2 \lambda$ ,
  - des gneiss à grenat, sillimanite prismatique et graphite
  - des gneiss perlés à grenat  $\zeta 2g-c$  avec des lentilles d'amphibolite 8 et de cipolins C,
  - une formation puissante d'amphibolites  $\zeta \delta$  (Formation des amphibolites).
- } Série variée

Séparés du reste de la série par un grand contact anormal, les gneiss à sillimanite sont placés au sommet de l'ensemble sur arguments tectoniques et lithologiques, ces derniers en comparaison avec la série-type du Moldanubien de Bohême.

Entre les vallons du Rauenthal et du Lerythal (\*\*), la série des gneiss variés, à l'exclusion de la formation des amphibolites, passe en transition à des gneiss de teinte rouge grisâtre à rose qui correspondent à une forme de « granitisation »

(\*) Non représenté sur la feuille Gérardmer, ce groupe est localisé sur le territoire couvert par les cartes à 1/50000 Saint-Dié et Sélestat.

(\*\*) Vallon situé au Nord de l'auberge du Haicot.

(recristallisation sur place avec acquisition partielle d'une texture granitoïde) de la série avec une conservation relative des anciennes structures sédimentaires. Des pegmatites rouges et des granites roses filoniens leur sont associés.

Gneiss variés et gneiss rouges passent au Sud du Lerynthal, dans le domaine du col des Bagenelles à un ensemble de leptynites variées assimilables à d'authentiques granulites : finesse du grain, quartz discoïde dans les variétés claires, plagioclases antiperthitiques, présence fréquente d'orthopyroxène, abondance de rutile. Ces roches ainsi que quelques rares pyriclasites (\*) à hypersthène et pyribolites(\*\*) à grenat présentent les associations caractéristiques du métamorphisme dans le faciès granulite à pyroxène. Quant aux gneiss à grenat et aux amphibolites, ils se placent dans la zonéographie métamorphique au niveau du subfaciès granulite à hornblende. Ce métamorphisme correspond à celui qui a été défini sur le versant lorrain par l'association grenat-disthène (J. Hameurt, 1967).

Dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, la rétro-morphose se caractérise par l'apparition de cordiérite dans les gneiss à grenat (P. Fluck, inédit), de muscovite dans les termes clairs et les leptynites, d'épidote, clinzoïsite, préhnite et hornblende actinotique dans les amphibolites. Elle présente donc les associations du *cordierite-amphibolite facies* (type Abukuma). La sillimanite fibreuse n'est présente en abondance que dans les gneiss à sillimanite. Une blastomylonitisation assez importante est plus ou moins associée à ces nouvelles paragenèses. Une anatexie très irrégulière affecte partiellement la série.

**ψa. Éclogites amphibolitisées.** Elles sont localisées au sein ou en bordure des granulites de la série de Sainte-Marie-aux-Mines. Les indications suivantes sont reprises de P. Fluck (1971). Ces roches affleurent à l'amont du Lerynthal, au fond de la Petite Lièpvre, ainsi que sur la colline de Hubel près du Bonhomme (x = 955,6, y = 64,5). Ce sont des roches noires ou vertes, ponctuées de grenats rouges, d'une grande ténacité, se caractérisant par une texture isotrope et l'association grenat-clinopyroxène-hornblende brune avec ou sans plagioclase. Une faible orientation peut apparaître ; les éclogites **ψa** correspondent aux pyribolites de la nomenclature de P. Giraud (1964). L'amphibole est apparue tardivement dans une trame à grenat et clinopyroxène de nature probablement éclogitique.

**πg. Péridotites serpentinisées à grenat. — Πα. Péridotites serpentinisées à amphibole.** Ce sont des roches généralement sombres de teinte noire, noir verdâtre ou brun-rouge, en pointements, écailles ou petits massifs, contrastant fortement avec les roches encaissantes ; granulites (péridotites des Bagenelles) ou gneiss à sillimanite (massif du Rauenthal). Depuis le milieu du siècle dernier, ces roches, en particulier les péridotites du Rauenthal, ont été l'objet de nombreuses études parmi lesquelles nous citerons celles de T.-G. Bonney (1887), Miss Raisin (1897), A. Rhein (1907) et J. Jung (1928). Le tableau de la page suivante indique les associations minéralogiques des principaux types (P. Fluck, 1971).

Le tableau 1 donne des analyses chimiques de ces différentes roches. Soulignant l'association étroite des péridotites à grenat et des granulites P. Fluck (1971) suppose que le type à grenat s'est conservé au sein des granulites tandis que la roche initiale aurait recristallisé dans les gneiss à sillimanite pour se réajuster aux conditions métamorphiques de l'environnement (péridotites à amphibole). Cet auteur remarque également les affinités des péridotites des Bagenelles avec les ultrabasites des Vosges lorraines. Celles-ci ont été étudiées par J. Jung (1928) qui décrit en particulier les petits affleurements de péridotites à grenat des environs de Gérardmer. J. Hameurt (1967) en complétant l'inventaire de son prédécesseur note l'origine simique très probable des péridotites à grenat et souligne leur composition très

(\*) Pyriclasite : granulite basique à grenat (Berthelsen et de Waard).

(\*\*) Pyribolite : roche à pyroxène et amphibole.

Localisation et notation	Contexte géologique	Minéraux primaires	Minéraux secondaires
<b>Col des Bagenelles</b> πg	Granulites	Olivine, grenat kélyphitisé, clinopyroxène (enstatite) picotite	Iddingsite, serpentines (talc), kélyphite et produits de dékélyphitisation, (magnétite), (chromite)
<b>Faurupt</b> πa	Contact tectonisé granulites/gneiss à sillimanite	Olivine, bronzite diallage (reliques de picotite)	Serpentines, (talc) bastite, cummingtonite, kélyphite, (magnétite), (chromite), (calcédoine)
<b>Rauenthal</b> πa	Gneiss à sillimanite non loin des amphibolites	Olivine, édénite (salite) (enstatite-bronzite)	Serpentines, pennine, clinocllore (épidote), bastite, (brucite), magnétite, (calcédoine)

constante, de caractère pyrolique. Bien que la plupart des menus «affleurements» des environs de Gérardmer soient vraisemblablement des blocs morainiques, ils gardent leur intérêt pétrologique. Seul le petit gisement reconnu par J. Hameurt (1967) 500 m env. au Sud-Est du col de Martimpré a été figuré.

ζδ. **Formation des amphibolites** [Indications d'après P. Fluck (1974)]. Cette formation apparaît en bandes étroites et petits massifs qui se succèdent de façon presque continue du côté sud-est du fossé de Sainte-Marie-aux-Mines. Ces bandes et massifs jalonnent le contact anormal du groupe des gneiss à lithologie variée, dont ils forment la base, sur les gneiss à sillimanite. La formation des amphibolites apparaît tronquée à la base par ce plan de chevauchement. Dans les bandes d'affleurement les plus larges, l'épaisseur de la formation est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Dans sa partie inférieure, elle est constituée par des amphibolites massives auxquelles succèdent vers le haut une alternance de niveaux amphibolitiques d'épaisseur variable et de niveaux de gneiss perlés à grenat parfois leptynitiques dans la partie supérieure de la formation.

La paragenèse primaire des amphibolites comprend de la hornblende en général verte et de l'andésine (An 35 à 40, parfois jusqu'à 55) en proportion variable. Parfois du quartz subordonné s'y ajoute. Plus rarement, on observe du diopside ou un feldspath potassique.

La formation a subi un rétométamorphisme responsable de la genèse de biotite brun-rouge et d'actinote ou plus rarement de hornblende actinotique vert-bleu, d'épidote et de clinozoïsite.

Localement s'observent des faciès migmatisés avec séparation de rubans de leucosome à quartz et oligoclase (An 15 à 30).

Le tableau 1 donne la composition chimique d'un échantillon représentatif de ces amphibolites (faciès non transformé).

Celles-ci ont été considérées comme issues du métamorphisme d'anciennes roches volcaniques basaltiques par J. Jung (1928) et J. Hameurt (1967) et comme

d'anciens calcaires impurs et tufs pyroclastiques par J.-P. von Eller (1961). P. Fluck (1979), à la suite d'une étude géochimique détaillée, les considère comme d'anciens basaltes calco-alcalins. Cet auteur considère également les difficultés de placer la formation des amphibolites par rapport à la série type du Moldanubien de Bohême.

**ζ2 g-c. Gneiss perlés à grenat.** Ces gneiss forment sur la feuille une bande continue du Rauenthal à Saint-Philippe. Ils reposent en concordance stratigraphique sur la formation des amphibolites (E8). Aux environs d'Échery et de Sainte-Marie-aux-Mines, ils sont recouverts par les gneiss à grenat, sillimanite prismatique et graphite. Au niveau de la Petite Lièpvre, ils passent vers l'Ouest à un ensemble de gneiss rouges qui correspondent à une recristallisation générale accompagnée d'anatexie partielle. Au Sud du Lemythal, ils passent rapidement aux granulites claires.

La structure perlée, isotrope et assez grossière, est due à l'abondance de phénoblastes globuleux de plagioclase (diamètre compris entre 2 et 4 mm). Elle n'est pas toujours exprimée. Au microscope, outre les phénoblastes d'andésine, s'observent du quartz interstitiel, de la biotite, peu abondante et chloritisée, parfois de la sillimanite et de l'apatite. De nombreuses variétés diffèrent du type moyen par la taille et l'abondance des plagioblastes. Les gneiss perlés à grenat renferment de petits niveaux d'amphibolites (δ) et des lentilles de calcaires cristallins C, généralement associés décrits ci-dessous.

**δ. Amphibolites en petits niveaux associés aux gneiss perlés à grenat.** Ce sont des passées et petits niveaux lenticulaires. Le plus vaste d'entre eux s'étend au Sud de Saint-Pierre-sur-l'Hâte sur une longueur d'un kilomètre. Son épaisseur serait de l'ordre de la cinquantaine de mètres. Ces amphibolites sont en général franches et parfois grenatifères dans la partie sud-ouest. La paragenèse principale comprend de la hornblende plutôt brune, du labrador (An 55 à 70), parfois du grenat, de la biotite, du diopside assez fréquent. Dans la zone des granulites un orthopyroxène peut être développé à la place de la hornblende.

Le tableau 1 donne une analyse représentative de ces amphibolites. Comme pour les amphibolites de la grande formation (ζδ), P. Fluck (1974) choisit, sur argument géochimique, l'hypothèse d'une origine basaltique.

Dans cette même formation des gneiss perlés s'individualisent des corps de gabbros métamorphiques, bien développés du Rauenthal à Saint-Philippe, à clinopyroxène en petits pavés, hornblende brune poeciloblastique et biotite tardive ; ces roches ont des caractères de cumulats, variant de termes composés exclusivement de minéraux ferromagnésiens à des termes plagioclasiques. Ces métagabbros sont représentés avec le même figuré que les amphibolites 8.

**C. Calcaires cristallins.** Les gneiss perlés à grenat renferment une trentaine de lentilles de calcaires cristallins. Six d'entre elles furent exploitées dont celle de Saint-Philippe remarquablement décrite par J. Jung (1928). Épaisse de 20 m environ et renfermant quelques bancs gneissiques, elle comprend schématiquement les termes suivants :

- un calcaire pur à texture granoblastique à diablastique,
- un cipolin à forstérite,
- des bancs silicatés à phlogopite,
- au mur, un cipolin à quartz massif et diopside vert.

L'étude systématique des autres gisements reste à faire.

Sur le terrain, P. Fluck (1971) les a classés en deux catégories :

- les cipolins riches en phlogopite,
- les cipolins à quartz et diopside ou à forstérite sans phlogopite (Lemythal, Bagenelles).

Au sein des formations du Rain de l'Horloge s'observent des gneiss calcaïques.

Les calcaires cristallins s'accompagnent de bancs pegmatitiques qui peuvent se digiter en filons sécants, à oligoclase, diopside et sphène. Ces pegmatites peuvent

passer à un faciès gneissique à diopside, lié selon J. Jung (1928) à des phénomènes de métasomatose aux contacts calcaire/gneiss et calcaire/amphibolite.

**Granulites claires** (figuré sans notation). Ces roches affleurent sur le versant en rive droite de la haute Liepvrette à l'Ouest du Haïcot. J.-P. von Eller (1962) a distingué des granulites blanches et des granulites roses, largement prédominantes : ce sont des roches massives, se débitant en petits parallélépipèdes, à grain fin et litage fruste, souvent souligné par l'étirement des minéraux.

Au microscope, cet auteur y a reconnu :

- du quartz en cristaux démesurément allongés et en très petits grains, les deux types à contours dentelés,
- de l'orthose perthitique,
- du plagioclase, An 30 environ, de petite taille,
- du grenat (série pyrope-almandin) occupant des lits préférentiels en association avec des restes de biotite,
- de la sillimanite en grands cristaux et petits prismes isolés,
- du zircon et du rutile.

**Granulites sombres** (figuré sans notation). Ces roches forment un ensemble d'une grande complexité, de part et d'autre du col des Bagenelles. J.-P. von Eller (1962) en a décrit le type principal : des granulites vertes et sombres à hypersthène. Leur teinte sombre, verte ou bleutée, est due à la coloration dans la masse des minéraux clairs. Dans ces roches, le quartz est rare et apparaît avec un habitus en plaquettes allongées. Les plagioclases (An 40 et plus), très abondants, sont antiperthitiques et il n'est guère possible d'en distinguer l'orthose perthitique. Les nombreux cristaux d'hypersthène vert sont partiellement transformés en bastite et parfois en antigorite. Les grenats sont beaucoup plus rares que dans les granulites roses et la sillimanite est absente.

**Gneiss à grenat, sillimanite prismatique et graphite** (figuré sans notation). Synonymie : **Gneiss de la Fonderie**. Ces roches occupent des surfaces importantes au Nord-Est, à l'Est et au Sud d'Échery. Leur grain est en général relativement fin. Parfois, le faciès banal fin alterne avec des lits plus grossiers, plagioclasiques, ou des lits de leptynites. Ces gneiss ne présentent jamais la structure perlée ; leur teinte varie du beige au rose violacé selon le degré d'altération. La paragenèse comprend toujours du grenat en grains de 0,1 à 3 mm et fréquemment du graphite. P. Fluck (1971) y a distingué un type à sillimanite prismatique et un type sans sillimanite, caractérisés dans la carrière dite de la Fonderie ( $x = 958,7$  ;  $y = 71,0$ ).

**Granulites blanches et granulites graphitiques**. Ces roches ont été décrites par P. Fluck (1971). Les premières sont des roches très blanches à grain fin ponctuées de petits grenats rouges, de même minéralogie que les granulites roses ; elles affleurent à l'Ouest du Lernythal en position synclinoriale, au sommet du groupe granulitique, associées à des granulites graphitiques ; cette association prolonge vers le Sud-Ouest la formation des gneiss à grenat, sillimanite et graphite (gneiss de la Fonderie) et des leptynites associées.

ζ2λ.. **Leptynites**. Ces roches, qui se rencontrent à différents niveaux du groupe varié (mais principalement à son sommet) sont caractérisées par une couleur blanche, très constante, et l'absence de biotite. Elles sont bien développées sur le versant occidental du vallon de Saint-Philippe. Au microscope, P. Fluck (1971) y a distingué :

- du quartz en lattes (10 x 3 x 0,5 mm), qui détermine une linéation (texture blastomylonitique),
- du grenat rose, pas toujours présent, et de la sillimanite blanche ou verdâtre pâle,
- de la muscovite secondaire, rare et très fine de même que de la biotite et du graphite.

ζ3. **Gneiss à sillimanite.** Ces gneiss affleurent selon une bande presque continue allant du col de Louchbach au Sud-Ouest, au Tertre de la Fille Morte au Nord-Est et passant par le village du Bonhomme. Plus au Nord-Est, ils se continuent jusqu'à la faille vosgienne (Kintzheim, feuille Sélestat). L'écaillé tectonique prise entre les granites du Bilstein et du Brézouard est constituée de gneiss mylonitiques rapportés aussi à cette formation. Vers le Nord-Ouest, les gneiss à sillimanite plongent sous les gneiss variés, à la faveur d'un contact anormal. Au Sud-Est, ils sont limités par les granites intrusifs du Bilstein et du Brézouard ; vers l'Est, ils sont contenus en écaillés dans les granites des Verreries et de Thannenkirch (feuilles Sélestat et Colmar).

Si J. Hameurt (1967) propose de mettre ces gneiss en équivalence avec les groupes monotones du versant lorrain, P. Fluck (1971) observe qu'ils comprennent plusieurs types lithologiques, principalement :

- des gneiss perlés (développés seulement sur le territoire des feuilles Sélestat et Colmar),
- des gneiss leptynitiques,
- des gneiss à biotite et sillimanite, faciès le plus répandu,
- des gneiss quartzitiques.

Cet ensemble de roches présente une paragenèse à sillimanite fibreuse et cordiérite sans grenat.

Les *gneiss perlés* ne diffèrent des gneiss perlés à grenat (ζ2 g-c) que par l'absence de ce minéral, déstabilisé, et la présence de feuilletés plus ou moins épais de sillimanite fibreuse.

Les *gneiss leptynitiques* sont fins, de teinte blanc rosé et contiennent de la sillimanite, fréquemment en nodules, et de la biotite finement dispersée.

Les *gneiss à biotite et sillimanite* ont une teinte grise à gris rougeâtre. Ils sont généralement pauvres en feldspaths potassiques et riches en biotite franchement colorée. Les faciès plus ou moins mobilisés, finement rubanés, sont abondants, à côté des faciès granuleux fins, à biotite dispersée. Ces gneiss sont parcourus de lentilles concordantes, d'épaisseur variable, de quartz laiteux, auquel s'ajoute parfois du feldspath rougeâtre.

Les *gneiss quartzitiques* alternent de façon très constante avec les gneiss à biotite et sillimanite vers lesquels ils offrent toutes les transitions.

Le premier type et certains termes du second type sont à rapporter au groupe à lithologie variée, dans des zones plus intensément affectées par le second métamorphisme. Les autres types constituent un groupe lithologique dit « monotone », comparable aux gneiss du groupe monotone de la Croix-aux-Mines.

ζγ. **Durbachites.** Les durbachites se rencontrent en passées de puissance variable, en général concordantes, au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Peu développées sur le territoire de la feuille Gérardmer (où elles forment néanmoins près du Bonhomme une bande continue sur 3 kilomètres, large seulement d'une vingtaine de mètres), elles atteignent leur maximum d'ampleur au Nord de Sainte-Croix-aux-Mines. Leur distance au granite des Crêtes n'excède jamais 1 kilomètre.

Ce sont des « gneiss » surmicacés, œillés de microcline en proportions variables, renfermant des amas d'actinote et parfois des reliques de pyroxène, accessoirement du plagioclase ; l'apatite est surabondante.

La biotite (phlogopitique) et l'actinote (magnésienne) sont les mêmes que celles du granite des Crêtes voisin (P. Fluck, 1977, inédit), aussi l'hypothèse de C. Gagny (1968) d'une origine dans une différenciation par gravité du magma des Crêtes se trouve-t-elle confirmée ; ce cumulat aurait été par la suite injecté dans les gneiss.

### **Groupe des gneiss de la Croix-aux-Mines**

Cet ensemble de paragneiss occupe une position structurale très différente de

celle des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Il forme le soubassement des hautes collines comprises entre la crête principale (granite des Crêtes) et la vallée de la Meurthe. Au Nord (feuille Saint-Dié), les gneiss de la Croix-aux-Mines sont séparés des gneiss d'Urbeis par une limite tectonique ; au Sud, ils passent rapidement aux granito-gneiss. Une série de failles d'orientation W. SW—E. NE découpe la masse des gneiss de la Croix-aux-Mines en quatre bandes de même direction. Ces gneiss sont plissés. Les directions d'axe des plis ont généralement une orientation nord-est à est, les couches plongeant fréquemment vers l'Ouest et le Sud-Ouest.

Les gneiss de la Croix-aux-Mines contiennent de façon quasi constante du grenat, souvent reconnaissable à l'œil nu. Ils comprennent deux ensembles, l'un à lithologie monotone, l'autre à lithologie variée avec des cipolins, des amphibolites, des gneiss kinzigitiques, des gneiss et quartzites graphiteux. Une mobilisation «anarchique» affecte fréquemment les gneiss de la Croix-aux-Mines. Des granites roses hololeucocrates à cordiérite leur sont associés. Ils sont postérieurs aux dernières manifestations pétrogénétiques ayant intéressé les gneiss.

Les gneiss de la Croix-aux-Mines ont subi les deux phases de métamorphisme pré-hercyniennes décrites par J. Hameurt (1967)<sup>(\*)</sup>. La plupart des indications que nous donnons sur ces gneiss sont extraites de ce mémoire auquel nous renvoyons les lecteurs recherchant plus de détail.

Les gneiss perlés à cordiérite  $\zeta_c$ , ayant des analogies avec des gneiss de la Croix-aux-Mines seront décrits dans ce chapitre. La position structurale et stratigraphique des éléments constitutifs de ces lambeaux gneissiques par rapport au groupe de la Croix-aux-Mines est mal connue, d'autant plus qu'au sein de ce groupe, les rapports entre les gneiss monotones et les gneiss variés sont encore incertains.

À la différence du groupe de Sainte-Marie-aux-Mines où la stratigraphie semble bien étayée, l'ordre des différents termes du groupe de la Croix-aux-Mines dans la légende n'a aucune prétention stratigraphique et nous adopterons l'ordre de description donné par J. Hameurt (1967).

**$\zeta_g$ -c. Gneiss monotones à grenat et cordiérite.** Ces gneiss occupent de larges surfaces sur les collines dominant la Croix-aux-Mines et, plus au Sud-Ouest, ils affleurent assez bien sur la crête du bois de Mandray. L'unité  $\zeta_g$ -c comprend des gneiss feldspathiques à biotite et grenat et surtout des gneiss à cordiérite et sillimanite. La cordiérite y apparaît en nappes minces vert noirâtre, parallèles à l'orientation des micas, et contient souvent des aiguilles parallèles de sillimanite. En lame mince, le grenat peut être observé au sein de ces nappes. Localement s'observent des faciès mobilisés avec des faciès métatectiques (par exemple dans le vallon de Sadey) et même des faciès franchement anatexiques (à l'Est du bois de Mandray). Plus généralement, les gneiss monotones contiennent des amygdales de quartz.

**$\zeta_2$ . Gneiss variés.** Dans cet ensemble à lithologie diversifiée, le faciès banal est un gneiss plagioclasiq ue assez semblable à ceux du groupe monotone, mais à plagioclase un peu plus calcique (andésine). Les amygdales de quartz y sont également fréquentes. Ces gneiss sont localement recristallisés en gneiss perlés. Les faciès très acides, comprenant des quartzites, des gneiss graphitiques et des gneiss très siliceux ont un large développement, en particulier aux abords de la chapelle de Monthe-goutte, au Nord-Est d'Anould. La disposition de ces roches en couches et bancs interstratifiés dans les gneiss à cordiérite et grenat peut être saisie très localement. Les leptynites sont rares.

**$\zeta_1$ . Gneiss kinzigitiques (\*\*).** Ces roches ont été reconnues par J.-P. von Eller (1961) au Nord de Mandray où elles forment un banc épais d'une vingtaine de mètres. Elles

(\*) Voir le paragraphe Présentation du socle vosgien.

(\*\*) Les kinzigites, décrites en Forêt-Noire dans la vallée de la Kinzig, sont des roches granoblastiques contenant très peu de feldspath, à quartz, grenat, cordiérite, sillimanite ; graphite et minéraux opaques.

peuvent être observées à l'Est du Chipai, au Pré-Guerha. Ces gneiss contiennent des grenats globuleux boursoufflant la trame gneissique. Celle-ci comprend des feuillettes de cordiérite à inclusions de sillimanite fibreuse ou aciculaire, parallèles à la linéation, et des reliques de disthène. Des lits quartzofeldspathiques plus ou moins riches en grenat à reliques de disthène alternent avec les feuillettes de cordiérite.

Au Sud de Mandray et à l'Est du Chipai, J. Hameurt a observé quelques rares et menues lentilles d'amphibolite à amphibole brunâtre, labrador et traces de grenat.

**C. Calcaires cristallins, Dolomie de Mandray.** Des calcaires cristallins ont été observés à l'Ouest de la Truche et surtout au Chipai où ils sont encore exploités. Près de la Truche, au Nord du réservoir d'eau de Ban de Laveline, J. Hameurt (1967) a décrit un calcaire gris à paillettes abondantes de graphite, qui se charge de nombreux minéraux à proximité des gneiss, dont de la wollastonite et un pyroxène monoclinique incolore. Au Chipai, la masse principale du calcaire est constituée de calcite presque pure, plus ou moins traversée de sills minces et boudinés de roche granitique à cordiérite. Ce calcaire contient accessoirement des lits à minéraux, certains à forstérite et phlogopite, d'autres à péridot, spinelle et chondrodite (parfois clinohumite).

Située 500 m environ au Sud de Haute-Mandray, la lentille de Dolomie de Mandray a été très largement exploitée. J. Jung (1927) l'a décrite. Dans le faciès banal, les grains de dolomite, de taille variable, sont cimentés par un peu de calcite, parfois secondairement dissoute. Des filonnets de quartz sont visibles au microscope. La roche ne montre guère de stratification et il n'apparaît pas de minéraux de métamorphisme. Cependant, certains échantillons montrent des traces de silicates qui, par leur forme et leur répartition, rappellent le diopside et la phlogopite du calcaire de Saint-Philippe (série de Sainte-Marie-aux-Mines). J. Jung conclut que la roche, magnésienne au départ, aurait été dédolomitisée lors du métamorphisme puis redolomitisée par voie hydrothermale, après celui-ci.

Enfin, J. Hameurt (1967) signale au bois des Chamelles, près du Chipai, des roches à diopside, d'une très grande diversité pétrographique.

### **Gneiss ayant des analogies avec ceux du groupe de la Croix-aux-Mines**

Aux environs de Fraize, à l'intérieur du domaine indiqué comme granito-gneissique et jusqu'à 2 km de distance de leur limite avec les gneiss de la Croix-aux-Mines, on observe sporadiquement d'autres gneiss. Parmi ces roches, on retrouve des paragneiss à grenat et disthène résiduels, des paragneiss à cordiérite et des amphibolites dont certaines présentent une paragénèse à pyroxène orthorhombique et cummingtonite. Ces roches ont été inégalement affectées par une recristallisation génératrice d'une structure granoblastique simple (plagioblastites caractérisées par un accroissement en globules ou «perles» des plagioclases).

**ζc. Gneiss perlés à grenat et cordiérite.** La plagioblastèse, précédemment évoquée, qui n'apparaît que timidement dans les gneiss de la Croix-aux-Mines, s'est produite dans la plupart des lambeaux gneissiques qui s'échelonnent depuis le col du Bonhomme jusqu'au lac de Retoumemer et leur a donné le faciès «perlé». Seul le lambeau de Xéfosse n'a guère été affecté par ce processus ; il a cependant été figuré sous le même symbole par souci de simplification.

Dans le lambeau proche du col du Bonhomme, très affecté par la tectonique, un gneiss perlé, à foliation estompée et à composition de diorite quartzique, plus ou moins alumineuse et magnésienne, prédomine. Dans la grande carrière située sur le bord Nord de la R. N. 415, à 1 500 m environ à l'Ouest du col, J. Hameurt (1967) a observé une blastite de composition granitique et des roches amphiboliques, dont les moins mobilisées rappellent celles du groupe de la Croix-aux-Mines. En outre, les gneiss du col du Bonhomme contiennent des traces de gneiss graphiteux, de kinzigite et de quartzites.

Dans le vallon de Xéfosse, les gneiss apparaissent essentiellement en septums et essais d'enclaves. Leur foliation métamorphique, sensiblement nord—sud, à pendage ouest, est conforme à celle des granito-gneiss voisins qui se sont formés à leurs dépens, selon J. Hameurt. Le faciès le plus habituel est un gneiss plagioclasiqque à grain fin et biotite orientée ; cordiérite et grenat transformé rappellent ceux des gneiss du groupe monotone de la Croix-aux-Mines. Les gneiss de Xéfosse n'ont guère été affectés par la plagioblastèse.

Les gneiss de Straiture ne diffèrent pas de ceux des lambeaux précédents par leur composition. Des analyses chimiques renforcent l'hypothèse d'une correspondance avec les gneiss de la Croix-aux-Mines. Les gneiss de Straiture ont été profondément marqués par une plagioblastèse importante, en régime atectonique. Ces plagioblastites ont été cataclasées et laminées lors de la phase tectonique durant laquelle la zone occidentale a chevauché la zone axiale.

Les gneiss de Longemer, bien exposés le long de la route qui s'élève vers le col de la Schlucht, ont également un faciès perlé bien marqué. Ils n'ont pas subi l'intense cataclase des gneiss de Straiture, mais ils sont pénétrés de nombreux et larges filons de granites hololeucocrates à grain fin, représentés sur le tiers des affleurements.

### Migmatites de Gerbépal

La feuille Gérardmer comprend la partie orientale d'un vaste ensemble qui s'étend de Vittel à Gerbépal, désigné par J. Hameurt (1967) comme les formations acides de la «zone occidentale». Celle-ci est limitée à l'Est de la «zone axiale» par un chevauchement d'âge calédonien pour J. Hameurt et jalonné par un granite syncinématique ( $\square^1$ d). Dans cet ensemble, il a distingué une zone centrale mobilisée à nébulites à grenat (entre Remiremont et Bruyères), une zone médiane très étendue à leptynites granuleuses, enfin, une zone périphérique comprenant les faciès plus précisément regroupés sous le vocable de migmatites de Gerbépal.

Le domaine de la feuille comprend une apophyse orientale de la zone à leptynites granuleuses, qui s'étend de Barbey-Séroux au col de Martimpré. Celle-ci est représentée par un figuré sous le terme de «granulites dégénérées». Au Nord et à l'Est de cette apophyse, les migmatites de Gerbépal forment une large bande qui se suit de Corcieux au bois de la Beheuille, au Sud-Est de Martimpré. Nous résumerons brièvement les données de J. Hameurt (1967).

**M<sub>2</sub>. Migmatites de Gerbépal** s. s. Elles comprennent plusieurs types lithologiques qui peuvent être intimement associés :

1. des gneiss finement lités à grain fin à moyen (composition modale, quartz : 39 %, orthose : 39 %, plagioclase : 13 %, biotite : 6 %, grenat : 2 %, sillimanite : 1 %) ;
2. des gneiss à foliation estompée de même composition ;
3. des gneiss granitiques hololeucocrates à agrégats lamellaires de biotite, contenant localement de la cordiérite. Ce sont de belles roches de teinte rose clair à agrégats vert foncé indiquant la linéation ;
4. des granites nébulitiques.

Le mode d'agencement le plus caractéristique peut être observé dans la carrière du Rein Meline, au bord de la D 60 entre Corcieux et Bellegoutte où les faciès 2 et 3 alternent en bancs d'épaisseur variable, d'échelle décimétrique. Aux abords du col de Martimpré gisent de nombreux blocs présentant des faciès caractéristiques des migmatites de Gerbépal.

**Granulites dégénérées.** Ces roches ont été décrites par J. Hameurt (1967) sous le terme de leptynites. Le faciès le plus courant est une roche blanche, beige ou rose pâle à grain régulier, contenant de minuscules cristaux de grenat (leptynites granuleuses à grenat) ou à écailles de biotite (leptynites granuleuses à biotite) ; par

places, apparaît une stratification floue avec d'anciennes structures boudinées. Localement s'observent des reliques de leptynites à grain fin, à grenat, disthène et hercynite. Ces roches, de type *granofels*, s'apparentent par leur minéralogie, leur composition et l'habitus de certains de leurs minéraux aux granulites, roches symptomatiques d'un type de métamorphisme de haute pression et haute température. Ces reliques témoignent de l'évolution des leptynites granuleuses qui sont d'anciennes roches sédimentaires ayant subi un métamorphisme dans le faciès granulite. Ce caractère a été ensuite en grande partie effacé par un rétro-métamorphisme dynamique, d'où le nom de « granulites dégénérées ». Lors de ce second métamorphisme, que J. Hameurt met en parallèle avec le métamorphisme à cordiérite et sillimanite des gneiss de la Groix-aux-Mines, ces granulites ont acquis une texture gneissique et subi des transformations minéralogiques (déstabilisation du grenat, transformation du disthène en sillimanite, apparition de cordiérite). La teneur en potassium et, à un moindre degré, la teneur en sodium, apparaissent plus élevées dans les granulites dégénérées que dans les faciès initiaux reliques (apport potassique selon J. Hameurt).

Le caractère granuleux a été acquis ultérieurement par recristallisation métablastique.

Aux granulites dégénérées sont, par place, associées des migmatites porphyroblastiques à enclaves basiques ou surmicacées (vallon du Pinchesté, au Sud de Barbey-Séroux) et des pegmatites à cordiérite.

Enfin, J. Hameurt (1967) souligne l'association de petits gisements de péridotites aux granulites dégénérées. Interprétées par cet auteur comme des intrusions d'origine profonde au sein d'une série volcano-sédimentaire très différenciée, ces roches ont été évoquées dans le paragraphe consacré aux péridotites de la série de Sainte-Marie-aux-Mines.

### Formations granitiques

Les granites forment l'ossature des deux tiers environ du territoire couvert par la feuille. Ils sont extrêmement variés et au terme d'une histoire géologique complexe ils apparaissent dans bien des secteurs disposés selon une mosaïque difficile à débrouiller. Ces divers granites se différencient par leur chimisme, des granites sombres aux leucogranites, par leur origine, granites d'anatexie et granites intrusifs, par leur rapport avec la tectogénèse, granites syncinématiques, syntectoniques ou atectoniques ou encore par leur âge pré- ou protohercynien et hercynien. L'ordre de description, chronologique dans l'ensemble, ne l'est pas dans le détail. En outre, l'âge des granites « anciens » est assez discuté.

**γ2. Granite de Gunsbach, granite orienté, à enclaves micacées.** Le granite clair de Gunsbach a une teinte rosâtre ; il contient relativement peu de phénocristaux et quelques enclaves brunes très micacées ; il est, dans l'ensemble, peu altéré. Au microscope, le quartz apparaît en structure engrenée, très fine et complexe ; le microcline est abondant, poecilitique ; le plagioclase, An 20, est idiomorphe (*cf.* migmatites de Kaysersberg) ; les biotites sont parfois disposées en structure cloisonnée ; la muscovite est peu abondante. Le granite clair de Gunsbach est traversé par des filons de granite à biotite et muscovite.

**γ1d. Granite syncinématique.** Cette notation regroupe des granites à structure orientée à laminée qui jalonnent des accidents tectoniques importants. À l'Ouest de la feuille, le granite syncinématique de Straiture est associé à la ligne de contact anormal qui limite, du col du Plafond à la vallée de la Vologne, les migmatites de Gerbépal. À l'Est, le granite syncinématique du Bilstein forme une lame qui se suit du village du Bonhomme au Nord de Fréland. J. Hameurt (1967) a rapproché ces deux granites syncinématiques. Nous lui emprunterons les éléments descriptifs et interprétatifs concernant le granite de Straiture.

• *Le granité de Straiture* forme une lame, épaisse de 150 m environ et faiblement inclinée vers l'Ouest, comprise entre la masse chevauchante des migmatites de Gerbépal et le Granite fondamental. Cette lame est constituée de granites porphyroblastiques orientés surmontés de granites hololeucocrates, généralement très laminés.

Les *faciès clairs*, hololeucocrates, affleurent bien à la partie inférieure des corniches rocheuses des anciens cirques glaciaires de Plainfaing et de l'Étang, au fond de la vallée de Straiture. Ce sont des roches très affectées par des processus de cataclase. Elles comprennent des phénoblastes (1 à 3 mm) de feldspath potassique, mais aussi de plagioclase (albite-oligoclase). Des recrystallisations intéressent une bonne partie des minéraux. La biotite est presque toujours écrasée et transformée en chlorite.

Les *faciès porphyroïdes*, à aspect de gneiss œillés, affleurent largement sur la rive droite du défilé de Vologne et au Sud-Est de Barbey-Séroux où ils sont exploités en carrière. De gros phénoblastes de feldspath potassique, à tendance automorphe et allongés parallèlement, les caractérisent et se détachent nettement du fond gris brunâtre de la roche. Sa composition est banale : quartz : 15 à 20 %, feldspath potassique : 30 à 40 %, plagioclase (An 35 à An 20) : 35 %, biotite : 10 à 14 %, apatite, zircon, minerais.

Le tableau 2 donne la moyenne de 3 analyses chimiques du faciès clair et une analyse du faciès porphyroïde. Le granite syncinématique de Straiture serait contemporain du chevauchement des migmatites de Gerbépal sur les granito-gneiss et le granite fondamental.

• *Le granite du Bilstein* (ruine du Bilstein, feuille Colmar) affleure largement à l'Est du village du Bonhomme et au Nord de Fréland. Il a été étudié par J.-P. von Eller (1958 et 1961). Il forme une lame subverticale, à pendage 70° à 85° Sud. C'est un leucogranite, à texture cataclastique, très riche en quartz et muscovite, à microcline perthitique. Ses cristaux apparaissent brisés puis cicatrisés au cours de leur formation. L. van Werveke (1905) avait déjà reconnu son caractère syncinématique. En outre, il a subi un laminage tardif. Le granite du Bilstein a été l'objet d'études géochimiques (J. Saavedra et al., 1973) ; il présente une nette tendance silico-sodique (analyse chimique sur tableau 2). M. Bonhomme (1964 et 1967) donne des indications sur son âge. Il se serait formé vers -335 M. A. et serait subcontemporain du granite des Crêtes (sudète). La genèse de ses micas serait contemporaine de la mise en place du granite du Brézouard, avec lequel il présente une grande analogie géochimique.  $\gamma\zeta$ . **Granito-gneiss.** Dans les Vosges, J. Hameurt (1967) a désigné sous ce vocable des roches à texture intermédiaire entre celles des granites et des gneiss, correspondant à la description de A. Lacroix (1922) des gneiss granitoïdes de Madagascar(\*). Les granito-gneiss constituent l'essentiel du substrat de la partie centrale du territoire couvert par la feuille (bassins versants des hautes Meurthes). Les données sur ces roches seront empruntées au mémoire de J. Hameurt (1967). En outre, sous la direction de cet auteur, J. Camboly (1966) a effectué des études de détail sur les granito-gneiss des environs de Habeauru.

Les granito-gneiss sont caractérisés par :

- une hétérogénéité planaire soulignée par des septums gneissiques et amphiboliques conformes aux formations métamorphiques environnantes ;
- une composition de roche plutonique, variant d'un pôle basique à un pôle très acide, avec un caractère potassique très accusé ;
- une cristallisation blastique affectant des roches déjà cataclasées et accompagnant des processus de cataclase (feldspath potassique poeciloblastique).

Les granito-gneiss comprennent trois principaux types lithologiques, associés en «couches» et «bancs» parallèles, épais de quelques centimètres à quelques décimètres. La carte figure les zones de prédominance de chacun d'entre eux.

(\*) Reproduite par J. Hameurt (1967)

De teinte beige, sans subfoliation, mais à structure orientée, le type à *biotite* seule paraît le plus répandu. Le type hololeucocrate présente plusieurs aspects. Un affleurement de référence, au Nord de la N 415 entre Plainfaing et le col du Bonhomme (à l'aplomb de la roche du Hangochét) montre une roche à grandes lamelles de biotite et granules verdâtre clair de pinité (pseudomorphoses de cordiérite). Dans les faciès les plus clairs s'observent autour de ces granules des cristaux d'*andalousite* rose sertie dans de la muscovite xénomorphe. Celle-ci est souvent accompagnée de tourmaline. Le type à *amphibole* est moins fréquent ; il affleure bien au Prê l'Allemand au Sud-Est d'Habeauru. L'amphibole (de l'actinote) peut être transformée en agrégats de calcite et de chlorite et est souvent accompagnée de biotite phlogopitique. Le tableau 2 donne les compositions chimiques moyennes de chacun de ces types.

À leur bordure, les granito-gneiss montrent des passages progressifs vers les gneiss de la Croix-aux-Mines et de Straiture, ainsi qu'avec le Granite fondamental. Ils sont recoupés par le granite syncinématique de Straiture.

Pour J. Hameurt (1967), les granito-gneiss résultent d'une recristallisation syncinématique de gneiss, accompagnée d'un important apport potassique.

Une microcataclase généralisée a permis la progression de cette métasomatose qui ne s'est pas accompagnée d'homogénéisation. Les recristallisations se sont produites dans le sous-faciès à andalousite-cordiérite-muscovite à la fin du second cycle métamorphique qui affecte les gneiss de la Croix-aux-Mines (basse pression, haute température).

Sur le versant alsacien, des granites d'anataxie à biotite et muscovite, à grain fin, ont été figurés comme «granito-gneiss» en raison de leur ressemblance avec des faciès notés comme tels sur le versant lorrain.

**σV. Vaugnérites.** Synonyme : **Redwitzites.** Ces roches sombres, gris bleuté, à larges paillettes de biotite affleurent en lentilles (filons, couches ou dykes?) allongées selon une direction NW—SE, au sein des granito-gneiss. Elles peuvent être examinées dans une carrière à Barançon, à l'Est de Fraize. Là la roche saine apparaît en boules de 1 à plusieurs mètres cubes, séparées par des parties arénisées, l'altération superficielle ayant pénétré la roche très profondément, à la faveur d'un réseau de diaclases. Ces vaugnérites ont été décrites par J. Camboly (1966), J. Camboly, J. Hameurt et G. Rocci (1967) ; nous emprunterons les indications suivantes à ces publications.

Les vaugnérites av ont une structure isotrope massive. Très originale, leur composition minéralogique varie sensiblement d'un gisement à l'autre. La composition modale volumique indiquée ci-dessous est déduite de l'étude de trois lames minces effectuées sur des échantillons de la carrière de Barançon : quartz en position intergranulaire : 10,2 %, plagioclase (An 25 à An 65) en petites lattes enchevêtrées : 36,2 %, biotite (phlogopite) : 23,3 %, actinote semblable à celle des granito-gneiss : 29,2 %, apatite : 0,9 %, allanite, sphène, minéraux opaques. Les minéraux colorés, phlogopite et actinote, peuvent occuper jusqu'à 75 % du volume de la roche ; les faciès clairs contiennent par contre du microcline.

Le tableau 2 donne une analyse chimique d'un échantillon de la carrière de Barançon et celle d'un faciès très sombre prélevé à Clefcy. Leur teneur en potassium et magnésium est exceptionnellement élevée pour des roches de leur espèce (roches banales correspondantes : granodiorites à gabbros quartziques). Rappelons que dans les Vosges, d'autres roches granitiques ont des teneurs exceptionnellement élevées en potassium et magnésium (granite des Crêtes, durbachites, granito-gneiss à actinote).

Dans la carrière de la Grande Roche à Habeauru, la vaugnérite apparaît, tel un filon concordant, au sein des granito-gneiss. Pour les vaugnérites des Vosges, J. Camboly (1966), J. Camboly, J. Hameurt et G. Rocci (1967) proposent l'hypothèse

d'une transformation de filons et sills basiques dans la métasomatose responsable de la formation des granito-gneiss.

Dans une étude de géochimie isotopique Rb/Sr, J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) ont regroupé sur un même diagramme les points correspondant à des analyses de vaugnérites, de granito-gneiss et de granites orientés de Wihr-au-Val (J.-B. Zinglé, 1967), considérés par J. Hameurt (1967) comme des équivalents, sur le versant alsacien, des granito-gneiss lorrains. Pour ces auteurs, cette série de points s'aligne, dans l'ensemble, selon l'isochrone de référence -395 M. A. correspondant à celle qu'ils proposent pour le Granite fondamental. Seuls les points correspondant aux vaugnérites sont indubitablement alignés selon cette isochrone. Il nous semble qu'il faille considérer cette datation avec prudence pour les granito-gneiss, d'autant plus que l'identité des granito-gneiss du versant lorrain et des granites orientés de Wihr-au-Val n'est pas absolument démontrée.

$\gamma^{1-3}$ ,  $\gamma^3M$ ,  $\gamma^{1-3}M$ ,  $\gamma^{1,1-2}$ . **Mélanges de granites** Dans cette rubrique sont réunis différents caissons correspondant à des ensembles géographiques qu'il est possible de représenter sur la carte bien que complexes dans le détail, formés par la juxtaposition à maille fine (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) de granites différents.

Nous allons décrire ces granites pris isolément (pour le granite hétérogène à enclaves sombres, voir au paragraphe Migmatites de Kaysersberg) en indiquant leur mode d'association sur le terrain.

**Granite à amphibole.** Le type le plus représentatif est un faciès noir à phénocristaux de microcline très abondants, atteignant 1,5 cm, à zonation parfois visible ; le plagioclase est blanc grisâtre (souvent zoné microscopiquement) ; la biotite est très abondante, l'amphibole (actinote magnésienne) abondante, le sphène visible ; la structure est toujours cloisonnée (carrière à l'Ouest de Lapoutroie). Ce granite contient quelques enclaves de vaugnérite. Un autre type renferme un plagioclase rougeâtre, un autre encore se caractérise par une plus grande pauvreté en amphibole et passe au granite à biotite. Ces granites sont à rattacher au granite des Crêtes (P. Fluck, 1977, inédit).

Le granite à amphibole forme notamment les massifs du Linge, de Noirrupt (à l'aval du lac Noir) et de Lapoutroie ; ce dernier est très injecté de filons de granite à biotite et muscovite et renferme quelques septums de granite à biotite cloisonnant à enclaves sombres. Au Sud-Est d'Orbey, le granite à amphibole apparaît en pointement dans le granite hétérogène à enclaves.

**Granite à biotite (cloisonnant), parfois à enclaves sombres.** Il s'agit notamment du granite qui occupe la région à l'Ouest d'Orbey et se prolonge vers le Sud par le Granite de Hohrodberg.

**Granite à biotite et muscovite, parfois à enclaves sombres.** Il se distingue du précédent, dont il est une variété claire, par la présence de muscovite notamment. Ce granite peut renfermer des *schlieren* micacés. Les enclaves sont les mêmes que celles des Migmatites de Kaysersberg.

**Granite à biotite et muscovite** (noté en partie  $\gamma^5$ , sur la carte). Le granite indiqué comme tel dans la légende ne doit pas être confondu avec le précédent, qui est à structure cloisonnée et peut renfermer des enclaves. Il s'agit ici d'un granite à grain généralement fin, très clair, d'origine intrusive, qui occupe des espaces homogènes dans les régions de Lapoutroie (Hachimette, le Faudé, les Allagouttes) et du Creux d'Argent, ou s'injecte en filons dans les autres granites décrits précédemment.

**Mγ. Granite hétérogène à enclaves sombres. Migmatites de Kaysersberg** (d'après P. Fluck, 1976). Ces migmatites, largement étendues sur le territoire de la feuille Colmar, sont peu représentées sur celle de Gérardmer ; on les rencontre principa-

lement selon une traînée allant d'Orbey (où se situe le plus bel affleurement) à l'angle Sud-Est de la feuille.

Ces roches hétérogènes, migmatites au sens descriptif du terme (roches « de mélange »), se composent de matériaux sombres constituant des enclaves enveloppées dans une matrice d'allure granitique, dans des proportions volumiques très variables ; les enclaves peuvent passer à des septums de plusieurs centaines de mètres (Orbey).

— Parmi les enclaves prédominent les *termes silico-alumineux*. Ceux-ci constituent une suite continue allant de matériaux gneissiques fins à structure granoblastique à des gneiss feldspathiques, par accroissement de la taille du grain. La minéralogie est simple : biotite brun-rouge, quartz, microcline, oligoclase-andésine, apatite abondante, zircon fréquent ; les « minéraux du métamorphisme » sont peu fréquents : cordiérite, parfois actinote (dans les termes plus basiques), très rarement sillimanite et grenat.

Du point de vue géochimique, ces enclaves offrent des compositions de grauwacke (certaines à tendance arkosique) et de shale (analyses chimiques sur tableau 3).

— Les enclaves silico-alumineuses s'accompagnent d'*enclaves basiques calcsilicatées*, moins fréquentes, mais régulièrement réparties, le plus souvent emballées directement dans la matrice granitique, mais parfois aussi intercalées dans le matériel des enclaves silico-alumineuses. De forme fréquemment ovoïde, celles-ci offrent souvent une zonation concentrique ; on peut y distinguer un cœur à diopside-quartz-plagioclase, une auréole à amphibole-quartz-plagioclase et une écorce à biotite-quartz-plagioclase. Dans certains cas favorables, des zones plus internes biphasées, à diopside-plagioclase, puis à diopside-grossulaire, peuvent apparaître ; la calcite peut s'y ajouter. Les caractères chimiques des matériaux des enclaves ont permis de les mettre en parallèle avec le Culm de la série schistograuwackeuse du Markstein, conservé plus au Sud. L'analogie est frappante entre les enclaves zonées calcsilicatées et les ovoïdes que renferment les grauwackes du Culm (la zonation est due à des phénomènes d'échanges symmétamorphiques). Ces terrains viséens seraient affectés dans le complexe de Kaysersberg par un métamorphisme de haute température. L'anatexie y produit une séparation de leucosomes en rubans, fréquemment affectés par des plis pygmatiques.

— La matrice englobant les enclaves est un *granite hétérogène* à microcline de composition variable, à biotite ou à deux micas, rarement à biotite et amphibole. La structure est grenue cloisonnée (la biotite étant interstitielle). Des *schlieren* micacés sont fréquents. Les termes plus homogènes peuvent acquérir une structure porphyroblastique (passage à  $\gamma^{1-2}$ ).

L'existence, notamment, de termes de transition entre les gneiss feldspathiques des enclaves et les granites grenus des matrices permet d'écarter l'hypothèse d'une origine magmatique intrusive. L'étude géochimique a permis de montrer par contre l'importance d'un phénomène d'anatexie avec apport potassique affectant la série métamorphique dont les enclaves constituent les reliques épargnées par ce processus.

$\gamma^{1-2}$ . **Granite porphyroïde à grands phénocristaux.** Il s'agit d'un granite porphyroblastique, qui ne diffère du granite à biotite cloisonnante décrit plus loin que par le foisonnement de grands phénoblastes de microcline, à inclusions nombreuses. Ce granite apparaît le plus souvent par « bouffées » de quelques centaines de mètres au sein du granite à biotite cloisonnante qui constitue notamment la matrice des Migmatites de Kaysersberg. Des affleurements spectaculaires se rencontrent au Sud d'Orbey (granite de la Pierre du Loup).

**Granite à biotite « cloisonnante » et Granite fondamental caractérisé.** —  $\gamma^{1-2}$  A : faciès porphyroïde ;  $\gamma^{1-2}$  H : faciès peu porphyroïde (Granite de Hohroberg). Ces granites, d'aspect assez banal, gris clair, rosâtres ou jaunâtres à l'altération, se reconnaissent par la présence presque constante de phénocristaux centimétriques de feldspaths potassiques avec des paillettes de biotite souvent dispersées plus ou moins parallèlement aux faces des phénocristaux (biotite cloisonnante).

Dans le cadre de la feuille Gérardmer, le Granite fondamental est essentiellement représenté par un faciès à biotite (granite de Gérardmer sur la feuille à 1/50000 Munster). Selon J. Hameurt (1967), la composition modale (volumique) calculée sur six échantillons s'exprime ainsi : quartz : 26 % (24 à 29), orthose : 36 % (25 à 43), albite-oligoclase : 30 % (23 à 40), biotite : 6,2 % (5 à 8), muscovite : 1,5 % (0,5 à 2,5), pinité : 0,5 %, apatite, minéraux opaques.

Le tableau 3 donne les résultats d'analyses chimiques effectuées sur deux échantillons prélevés aux environs de Gérardmer. Il s'agit d'un granité sub-alcalin. En outre J. Hameurt (1967) souligne que ce granite n'a pas modifié les gneiss qui le bordent (gneiss de Straiture et de Longemer) et que tous les termes de transition existent entre les granito-gneiss et les parties du Granite fondamental ayant les caractères des granites intrusifs. Il envisage la formation de ce granite par homogénéisation palingénétique des granito-gneiss à une époque antérieure à l'orogénèse hercynienne d'où l'appellation de Granite *fondamental*. Par des études de géochimie isotopique Rb/Sr sur roche totale, J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) ont déterminé un âge de  $-395 \pm 18$  M. A. pour la genèse du Granite fondamental. Cette donnée doit être considérée avec une certaine prudence étant donné la grande dispersion géographique des échantillons étudiés et les arguments de terrain en faveur d'un âge hercynien pour certains d'entre eux (voir notice de la feuille à 1/50000 Munster).

Le granite de Hohroberg ( $\gamma^{1-2}$ H) diffère du Granite fondamental par sa pauvreté relative en phénocristaux de microcline. Il affleure principalement aux environs de Hohroberg où il est pénétré de nombreux filons de microgranites acides ( $\mu\gamma$ ) et dans le val d'Orbey où il passe insensiblement à la trame granitique des Migmatites de Kaysersberg. En contrebas de la large épingle à cheveu de la route menant de Pairis au lac Blanc, sous le pylone dit « de la chaise électrique », un roc isolé constitue un affleurement de référence du granite de Hohroberg. Celui-ci a été décrit par J.-B. Zinglé (1967). C'est un granite sub-alcalin, grisâtre à rougeâtre, à phénocristaux de microcline, plus ou moins poecilites, et plagioclases (An 12) en petits cristaux à tendance automorphe. Il peut contenir un peu d'amphibole. Pour P. Fluck (1976), sa genèse serait liée à la fusion anatectique d'un matériel semblable aux Migmatites de Kaysersberg, elles-mêmes formées par métamorphisme de grauwackes d'âge viséen très probable. Il peut renfermer des enclaves de même type que celles des Migmatites de Kaysersberg. Étant donné les analogies pétrographiques entre le Granite fondamental et le granite de Hohroberg, on peut se demander si ces granites sont vraiment contemporains ou si l'âge de  $-395 \pm 18$  M. A. trouvé par J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) pour l'anatexis du Granite fondamental correspond bien à celui de ce phénomène. Pour J.-B. Zinglé (1967), le granite de Hohroberg aurait subi une remobilisation partielle, liée à une pneumatolyse antérieure à l'intrusion du granite du lac Vert ( $7^1$ ).

$\gamma^{1-2}$ b. **Granite porphyroïde à biotite, type Roche des Fées (= type Bramont) et granite du Vic.** Le granite de la *Roche des Fées*, du nom d'un magnifique *tor* situé dans un coude de la route des Crêtes, 10 km environ au Nord du col de la Schlucht est un beau granite porphyroïde de teinte claire. Les phénocristaux de microcline ont fréquemment des longueurs de plusieurs centimètres et ont localement un faciès porphyroblastique. C'est un granite à biotite à laquelle peut être associée un peu de muscovite, surtout à proximité du granite à 2 micas du lac Vert auquel il passe en transition. Le tableau 3 donne l'analyse chimique d'un échantillon prélevé dans la

petite carrière située en contrebas de la Roche des Fées. C'est un granite leucocrate, moyennement quartzique alcalin et alumineux, relativement riche en sodium. Il forme des petits massifs localisés à l'Est de la grande dislocation de Retournermer — faille de Sainte-Marie-aux-Mines et est semblable au granite du Bramant (feuille à 1/50 000 Munster). De caractère franchement intrusif, le granite de la Roche des Fées est considéré comme un granite hercynien «sudète» par la plupart des auteurs.

Sur le versant lorrain, en rive droite de la Petite Meurthe, le *granite du Vic* a de grandes analogies pétrographiques avec le granite de la Roche des Fées. Il a été étudié par J. Camboly (1966). C'est un granite porphyroïde à texture grenue, à quartz xénomorphe (21 %), orthose et microcline (33 %), plagioclase zoné (36 %), biotite xénomorphe (10 %), muscovite en petits cristaux (1 %) et cordiérite pinitisée. Le tableau 3 donne la moyenne de six analyses chimiques effectuées sur le granite du Vic (J. Saavedra et al., 1973). C'est un granite leucocrate monzonitique et alcalin, aussi sodique que potassique. Le granite du Vic semble intrusif dans les granitogneiss qu'il a mobilisé sur sa bordure. Il contient de nombreuses enclaves de vaugnérite dans sa périphérie, tandis que dans la partie centrale du massif s'observent des dykes de kersantite. Selon J. Camboly, J. Hameurt et G. Rocci (1967), celles-ci, de même chimisme que les vaugnérites, proviendraient de leur remobilisation par palingénèse.

**$\gamma_a^3$ . Granite des Crêtes (s. s.) et autres granites à amphibole : granite porphyroïde à actinote magnésienne.** Ancien nom : **Syérite des Crêtes**. Ce granite forme des massifs allongés, bordant la lèvre occidentale de la grande dislocation de Retournermer — Sainte-Marie-aux-Mines. La feuille Gérardmer comprend la partie méridionale du massif de Sainte-Marie-aux-Mines et de longues écaillés tectoniques occupant la zone déprimée du col de Louchbach et du Valtin. À la suite de Cl. Gagny (1968), P. Fluck (1979) rattache les granites à amphibole de la vallée de Munster et du val d'Orbey au granite des Crêtes.

Comme il forme l'ossature de la crête principale des Vosges entre les cols du Bonhomme et de Sainte-Marie-aux-Mines, P. Groth (1877) l'a dénommé granite des Crêtes<sup>(\*)</sup> (*Kammgranit*).

Le granite du massif de Sainte-Marie-aux-Mines a la forme d'une lame plus ou moins subdivisée par des failles cisailantes dextres d'orientation est—ouest. La carrière du Grand-Rain, en amont du Chipai constitue un bon affleurement de référence (J.-P. von Eller, 1961 ; F. Simmler, 1962). C'est un granite très sombre dans lequel des phénocristaux poecililitiques de feldspaths potassiques se détachent sur un fond riche en phénocristaux de biotite et d'amphibole automorphes. À la suite d'une fine étude micrographique, F. Simmler (1962) donne l'ordre de cristallisation des différents minéraux :

1. Zircon, apatite, pyroxène (presque entièrement résorbé) ;
2. Feldspaths alcalins monocliniques idiomorphes finement zonés avec alternance de zones riches en potassium et en sodium ;
3. Plagioclases-andésines ultérieurement saussuritisés ;
4. Biotite primaire (en position 1 pour Cl. Gagny, 1968) ; biotite secondaire et actinote magnésienne dont la formation est liée à la résorption des pyroxènes ;
5. Feldspaths alcalins xénomorphes à faciès perthitique secondaire ;
6. Quartz xénomorphe et plagioclase de seconde génération mâclé albite.

Le tableau 3 donne la moyenne de 7 analyses chimiques de granite des Crêtes du massif de Sainte-Marie-aux-Mines. C'est un granite sub-alcalin, proche des syénites, riche en magnésium et hyperpotassique avec des variations de compositions entre un type clair (20 % de minéraux foncés) et un type sombre (40 %). Par son

(\*) Ce terme a été par la suite étendu à tous les granites constituant la crête principale des hautes Vosges aux environs du Hohneck et du col de la Schlucht. Tous les auteurs récents ont repris le sens initial de P. Groth.

aspect, sa minéralogie et sa géochimie ce granite ne diffère pas de celui du massif de la Bresse (feuille Munster) qui a été l'objet d'études pétrologiques approfondies (C. Gagny, 1968, E.-N. Nsifa, 1978). Pour C. Gagny, la composition chimique du granite des Crêtes provient de l'hybridation d'un magma basique profond par la fusion anatectique sélective d'un vieux socle cristallophyllien. La formation de ce granite peut être ainsi résumée :

1. Stade magmatique au cours duquel se sont formés des pyroxènes, ultérieurement résorbés, de la biotite magnésienne, de l'actinote magnésienne, de l'andésine et de l'orthose.
2. Mise en place en lame du magma avec différenciation par gravité et cristallisation microgrenue.
3. Stade terminal avec acquisition de la structure granitique, au cours duquel se sont formés des feldspaths alcalins xénomorphes, des plagioclases acides et du quartz.

Les filons de microgranite à pyroxène et amphibole  $\mu\gamma^3$ , localisés à l'Ouest du massif de Sainte-Marie-aux-Mines ont une parenté chimique et minéralogique avec le granite des Crêtes, tandis qu'à l'Est, les durbachites paraissent être des cumulats du magma des Crêtes injecté dans les gneiss (C. Gagny, 1968 et P. Fluck, 1979).

Par la méthode Rb/Sr sur mica et roche totale, M. Bonhomme (1967) a déterminé un âge de - 335 M. A. pour des échantillons de granite des Crêtes prélevés au col de Sainte-Marie-aux-Mines (feuille Saint-Dié). J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) confirment cette datation.

Les granites porphyroïdes à amphibole de Lapoutroie et du Linge sont à considérer comme un produit de la différenciation du magma du granite des Crêtes, intrusif dans la zone de contact entre le socle prévarisque (gneiss, migmatites et granites d'anatexie) et la couverture varisque granitisée (migmatites de Kaysersberg) (P. Fluck, inédit ; thèse en cours de rédaction).

#### $\gamma^{1r}$ . Granite de Remiremont : granite clair, à grain moyen, à biotite et muscovite.

Les affleurements du granite de Remiremont se répartissent selon une bande SW—NE, allant de la région de Remiremont à Gérardmer et Corcieux. Formant un véritable massif dans la basse vallée de la Moselotte, près de Remiremont, ce granite n'apparaît plus sur le territoire de la feuille qu'en très petits massifs et pointements isolés. Il affleure bien le long de la route de Barbey-Séroux à Corcieux (près de la Charnelle) et dans la carrière d'Arrentès-de-Corcieux.

C'est une roche de teinte gris clair, beige à l'altération, à grain moyen et régulier. Ce granite a été défini par J. Jung (1927) et étudié plus en détail par J. Hameurt (1967) auquel nous emprunterons les données suivantes. Composition modale volumique d'un échantillon type : quartz : 26 %, orthose : 23 %, plagioclase (An 10) : 43 %, biotite : 5 %, muscovite : 3,5 %, pinite (avec parfois andalousite résiduelle), apatite, minéraux opaques, zircon. Le tableau 3 donne la moyenne de 8 analyses chimiques du granite de Remiremont prélevés dans le périmètre des feuilles Bruyères et Remiremont. C'est un granite assez fortement quartzique suralumineux, subalcalin, sodi-potassique, légèrement plus sodique que potassique. C'est un granite intrusif à caractère batholitique, mais dépourvu de cortège pegmatitique, aplitique et microgrenu. Cependant, sur ses bordures, il contient des «cocardes» à tourmaline, à affinités pegmatitiques. Tous les auteurs s'accordent pour attribuer un âge hercynien à l'intrusion du granite de Remiremont.

$\gamma^1$ . Granite du lac Vert : granite à grain moyen, à biotite et muscovite. Le granite du lac Vert affleure largement dans le bassin versant situé en amont de Sultzeren et de part et d'autre de la route des Crêtes entre le col de la Schlucht et le Gazon de Faite. Les escarpements rocheux des cirques glaciaires de Misshemle, du Tanet et du lac Vert en donnent les meilleurs affleurements.

Le granité du lac Vert a été décrit par J.-B. Zinglé (1967). De teinte gris clair et d'aspect saccharoïde, il contient quelques phénocristaux.

Sa composition minéralogique est exprimée par une analyse modale volumique (pourcentages) :

Quartz	Microcline	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Minéraux accessoires
25	18 à 25	35 à 42	10	4	1

Le quartz se présente en cristaux groupés en amas, à structure engrenée. Le microcline est perthitique et poecilitique. La biotite est parfois disposée en structure cloisonnée et est plus ou moins transformée en chlorite. La muscovite a plusieurs habitus : cristaux libres et bien cristallisés, cristaux liés par épitaxie aux plagioclases, nids de pinite occupant la place de fantômes de cordiérite. Les principaux minéraux accessoires sont le sphène, le zircon et l'apatite. Le granite du lac Vert contient quelques enclaves surmicacées. C'est un granite leucocrate, subalcalin et fortement sodique.

**γ<sup>1</sup>h. Granite de l'Altenberg : granite à grain fin à biotite et muscovite.** Le granite de l'Altenberg affleure largement le long de la route du col de la Schlucht entre l'embranchement de la route du lac Vert et le sanatorium de l'Altenberg. Il forme également un très petit massif au Nord de Hohrodberg.

Le granite de l'Altenberg a été étudié par J.-B. Zinglé (1967). La composition minéralogique indiquée par cet auteur est donnée dans le tableau suivant (pourcentages) :

Quartz	Microcline	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Minéraux accessoires
23	18	45	9	3	1

Le quartz, bien cristallisé, limpide, se présente en structure engrenée. Le plagioclase a la composition d'un oligoclase (An 15 à An 25). La muscovite est primaire et bien cristallisée ou secondaire, en nids de pinite occupant les fantômes de cristaux de cordiérite.

C'est un granite subalcalin, leucocrate, fortement sodique. Par sa minéralogie et son chimisme, il s'apparente au granite du lac Vert.

**γ<sup>1</sup>c. Granites du Vaitin et du Brézouard (ou Bressoir) : granite à grain grossier et à deux micas.** Ces deux granites ont une minéralogie et une géochimie semblable. Le granite du Vaitin forme une longue lame jouxtant à l'Ouest la dislocation de Retournermer, puis la partie méridionale de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines s. s. Le granite du Brézouard forme un massif allongé d'Ouest en Est entre le sommet du Brézouard et Bergheim (feuille à 1/50000 Colmar) ; dans sa partie occidentale, il présente un faciès de bordure microgrenu, au contact duquel s'est différencié dans le granite lui-même une auréole large de 1 km dans laquelle il devient hétérogranulaire et se charge en pinite. Le granite du Vaitin affleure bien le long de la N 417 entre Xonrupt et le col de la Schlucht (roche du Diable). Le granite du Brézouard affleure sur le sommet dont il porte le nom (le Bressoir) et dans le bois de Fréland.

Ce sont des granites homogènes, à grain très grossier, de teinte très claire gris-beige à gris rosâtre. Ils contiennent (35 % environ) de gros quartz globuleux automorphes, parfois bipyramidés et corrodés. Selon J. Hameurt (1968), le granite du Vaitin contient deux générations de cristaux de feldspath potassique, tous xénomorphes : des phénoblastes homogènes et limpides et des cristaux hétérogènes à zonation rythmique, analogues à ceux du granite du Bramont. Le granite du Brézouard contient du microcline perthitique. Le plagioclase est généralement de l'oligoclase (An 20 à 35). Les minéraux clairs occupent souvent plus de 90 % du volume de la roche. La biotite peut être partiellement transformée en chlorite. La

muscovite apparaît en cristaux bien formés ou poeciloblastiques ou encore en amas, associée à la chlorite, occupant la place de fantômes de cordiérite.

Le tableau 3 donne des moyennes d'analyses chimiques de chacun des deux granites. Ce sont des leucogranites typiques, à légère tendance sodique.

Le granite du Valtin est intrusif dans le granite des Crêtes. Le granite du Brézouard a développé un champ filonien granophyrique ; certains de ces filons recourent des sédiments d'âge westphalien C ou D (J. Doubinger, 1965) qui par ailleurs contiennent des galets de granophyres identiques. Cet âge est confirmé par des datations absolues Rb/Sr (M. Bonhomme, 1964 et 1967b) ; roche totale : - 314 ± 17 M. A. ; muscovite - 304 ± 7 M. A. J. Hameurt et Ph. Vidal (1973) ont déterminé un âge de -313 ± 26 M. A. pour le granite du Valtin. Ce sont les granites intrusifs les plus récents des Vosges moyennes.

### Filons

$\mu\gamma^3$ . **Filons de microgranite à pyroxène et amphibole.** Synonymie : **microgranites sombres et microsénites quartzifères à pyroxène (J. Hameurt, 1967).** Ces microgranites qui ont une très grande parenté chimique et minéralogique avec le granite des Crêtes n'apparaissent dans les Vosges moyennes qu'à l'Ouest des massifs de ce granite. Les filons  $\mu\gamma^3$  sont assez nombreux dans la haute vallée de la Vologne et le défilé de Straiture mais forment surtout un important champ filonien à disposition rayonnante dans les gneiss de la Croix-aux-Mines, à l'Ouest du massif de Sainte-Marie-aux-Mines. Plus au Sud (feuille à 1/50000 Munster), ils ont été l'objet d'études pétrologiques détaillées (C. Gagny, 1968).

Ce sont des filons généralement épais de quelques mètres. Sur le bord des filons, le microgranite, très sombre, a des caractères lamprophyriques et contient souvent de l'augite. Au cœur des filons, la structure est porphyrique et l'augite peut être résorbée et remplacée par de l'actinote magnésienne.

$\mu\gamma$ . **Filons de microgranite à biotite et muscovite.** Ces microgranites se répartissent en trois champs filoniens :

- un ensemble de filons développé à l'Ouest et en marge du granite du Valtin (direction N 20° à N 40°E prédominante),
- un groupe de filons, sur la bordure septentrionale du granite du Brézouard (direction N 30°E),
- un groupe de filons localisés dans l'angle sud-est du territoire de la feuille dont une partie d'entre eux au moins est apparentée au granite de la Furch (feuille à 1/50000 Munster).

• *Le cortège filonien du granite du Valtin* est essentiellement constitué de microgranites de teinte rose et de texture massive, finement grenue. Les quartz sont automorphes ; les feldspaths alcalins se présentent en phénocristaux subautomorphes. J. Hameurt (1967) note que les plagioclases, en cristaux rectangulaires, sont souvent morcelés, « indice de mouvements tectoniques pendant la mise en place ». Cl. Gagny (1968) a observé qu'à distance du granite du Valtin, les microgranites ont un grain plus fin et ne sont formés que par une seule phase de cristallisation.

• *Le cortège filonien du granite du Brézouard* comprend tous les faciès intermédiaires entre un microgranite à grands phénocristaux et des granophyres proches des rhyolites, à sphérolites ou à pseudo-sphérolites (J.-P. von Eller, 1961). Leur composition chimique est très voisine de celle du granite.

• *Cortège filonien du granite de la Furch.* Les filons ont été étudiés, sur la rive gauche de la Fecht, par J.-B. Zinglé (1967). Ils ont fréquemment des dimensions importantes (1000 x 200 m). Composition :

Quartz	Microcline	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Minéraux accessoires
35	20	35	4	5	1

Les plagioclases (limite albite-oligoclase : An 10) sont largement séricitisés. La muscovite se présente en belles lames et sous forme de pinite en nids à l'emplacement de fantômes de cordiérite.

• *Dans le granite de Gunsbach*, J.-B. Zinglé (1967) distingue un autre type de filons, constitués par un granite saccharoïde à grain fin, d'orientation voisine de N 150 °E. Composition :

Quartz	Microcline	Plagioclase	Biotite	Muscovite
32	20	33	10	10

Le quartz est en structure engrenée et présente une extinction roulante. Le microcline est xénomorphe, non maclé et très peu perthitique. Les plagioclases ont une composition proche de la limite albite-oligoclase (An 12). Leur centre est séricitisé et leur bord est albitique avec une croissance secondaire du cristal. La biotite est plus ou moins transformée en chlorite. La muscovite se présente en grandes lames et en nids de pinite (fantômes de cristaux de cordiérite). Exceptionnellement, ces roches contiennent de l'andalousite.

V. **Lamprophyres**. Des filons de *kersantite* sont connus au sein du granite de Vic et du granite des Crêtes, dans le massif de Sainte-Marie-aux-Mines. Là elles ont été étudiées par F. Simmler (1962) et D. Velde (1969). Elles apparaissent localisées à proximité de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines qui limite à l'Est le massif. Dans le cadre de la feuille, il s'agit plutôt de variétés à grain fin, «à petits cristaux de plagioclase et d'écailles de salite, de diallage, de biotite et d'actinote» (F. Simmler, 1962). Les moraines du versant occidental du Rossberg contiennent d'assez nombreux fragments de lamprophyres. Une lame taillée dans l'un deux a montré de très beaux fantômes d'olivine automorphe.

Les kersantites en dykes dans le granite du Vic ont été étudiées par J. Camboly et ai (1967) qui soulignent leurs analogies minéralogiques et chimiques avec les vaugnérites et proposent l'hypothèse de leur genèse par exomorphisme des vaugnérites.

Les *minettes* ont été rencontrées dans les gneiss et les granulites de la série de Sainte-Marie-aux-Mines, en filons peu étendus (une dizaine d'occurrences). La plus fraîche affleure au bord de la D 48 ; c'est une minette à phénocristaux abondants de clinopyroxène et d'olivine pseudomorphosée ; cette variété est rare. Un lamprophyre à cristaux pluricentimétriques de pyroxène et de phlogopite se trouve en rive gauche du Rauenthal (P. Fluck, 1971).

Enfin rappelons que les filons de microgranite à pyroxène et amphibole  $\mu\gamma^3$  présentent des faciès de bordure à caractère lamprophyriques (C. Gagny, 1968).

## FORMATIONS PRIMAIRES

### Carbonifère

**h2. Viséen indifférencié. Lambeau du Collet : grauwackes et schistes.** Au Sud, la feuille couvre l'extrémité septentrionale du lambeau de schistes et grauwackes du Collet, localisé dans la zone de dislocation de Retournermer et très tectonisé. Ces formations sont généralement rattachées à la série du Markstein (feuille à 1/50 000 Munster) par analogie lithologique. Une lame taillée dans un faciès d'apparence grauwakeuse a révélé une amphibolite, à amphibole très peu colorée, indiquant que le degré de métamorphisme du lambeau du Collet est nettement plus élevé que celui de la série du Markstein (anchizone). Des grauwackes et schistes du lambeau du Collet ont été analysés par G. Rivalenti et G.-P. Sighinolfi (1969)<sup>(\*)</sup>.

(\*) Trois de ces analyses sont figurées sur la notice de la carte géologique à 1/50000 Munster, tableau 2, h. t.

**h4. Westphalien probable. Lambeaux du Bonhomme et d'Échery : arkoses et couches charbonneuses.** Chacun de ces deux lambeaux est piégé entre deux failles parallèles à la grande faille de Sainte-Marie-aux-Mines. Selon J. Jung (1928), ils sont essentiellement constitués de conglomérats et d'arkoses écrasés et altérés. Ces roches contiennent des débris de schistes analogues aux schistes de Villé qui affleurent beaucoup plus au Nord. Ils contiennent quelques traces charbonneuses qui, au lambeau du Bonhomme, ont livré des empreintes de *Calamites*, Fougères et *Annularia*. J. Doubinger (1965) a extrait des arkoses du Bonhomme un ensemble de spores parmi lesquelles la présence de *Stellisporites inflatus* alp. indiquerait un âge westphalien D.

#### Permien

Des dépôts d'âge permien ne sont connus que dans l'angle nord-ouest de la feuille, principalement entre les vallées de la Meurthe et du Neuné. Ils appartiennent à la partie méridionale du bassin de Saint-Dié, limitée au Sud-Ouest par une ligne passant approximativement par Corcieux et le Sud de Bruyères (feuille à 1/50000 Bruyères).

Il s'agit de dépôts molassiques continentaux, principalement de faciès Grès rouge (*Oberrotliegend*). Ces formations permienues reposent directement sur le socle cristallin, en discordance plate. Leur limite méridionale actuelle semble proche de la limite d'extension originelle du bassin de Saint-Dié vers le Sud ; 5 km au Sud de Corcieux, le Grès vosgien du Trias (butte de Nayemont) repose directement sur le socle cristallin. Dans le val d'Orbey, les formations du Buntsandstein moyen paraissent également reposer directement sur le socle cristallin. Les faciès sablo-argileux situés à la base des buttes gréseuses (Grand-Faudé, massif du Linge), précédemment figurées en Permien (N. Théobald, 1952) doivent être rattachés au Grès vosgien dont ils constituent un faciès de base particulier (voir § **t1bA**). Les hautes Vosges centrales ne paraissent pas avoir été recouvertes de dépôts d'âge permien.

D'après la coupe type du bassin de Saint-Dié (J. Hollinger 1970, 1975 et notice de la feuille à 1/50000 Saint-Dié), les dépôts permienus de la feuille Gérardmer appartiennent aux Couches de Meisenbuckel, aux Couches de Frapelle et aux Couches de Saint-Dié, subdivisions de caractère lithostratigraphique.

Les deux premières pourraient avoir un âge saxonien, les Couches de Saint-Dié, un âge thuringien. Les Couches de Champenay, intercalées dans la coupe-type du bassin de Saint-Dié entre les Couches de Frapelle et celles de Saint-Dié, manquent sur le territoire de la feuille Gérardmer.

**tsr2a. Saxonien inférieur. Couches de Meisenbuckel : alternance d'arkoses, d'argiles et de cinérites.** Les Couches de Meisenbuckel ne sont représentées que par un petit lambeau en bordure nord de la feuille, 1,5 km à l'Ouest de Saulcy-sur-Meurthe. Encadré de failles, cet affleurement constitue le témoin extrême, vers le Sud-Ouest, de cette formation dont l'aire d'extension est centrée dans la région de Villé (Bas-Rhin). Il est constitué par une succession d'arkoses, d'argiles et de cinérites, en alternance, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 mètres. Les dépôts fins prédominent. L'arkose est grise, sombre ou claire, de grain moyen à grossier, avec quelques galets bien arrondis. La stratification est horizontale ou oblique. L'argile, toujours silteuse, a une couleur lie-de-vin et est riche en fines paillettes de mica blanc. Les deux minces couches de cinérite, au sommet de la succession, sont verdâtre clair ou grises. Elles contiennent des particules détritiques dont certaines sont constituées de séricite.

**r2b. Saxonien « supérieur ». Couches de Frapelle : graviers à lentilles rouge clair micacées.** Les Couches de Frapelle forment la masse principale du Permien de la feuille Gérardmer. Elles affleurent sur les versants de la vallée de Taintroué et dans les collines situées entre le Taintroué et la Meurthe. Les meilleurs affleurements se

trouvent le long de la route joignant Vanémont à Taintrux et dans les tranchées du chemin de fer entre Vanémont et Saru. Les Couches de Frapelle reposent directement sur le Cristallin. Sur le territoire de la feuille Gérardmer, les Couches de Frapelle sont caractérisées par un matériel détritique grossier provenant du remaniement de formations d'altération de terrains granitiques et gneissiques, dont la fraction fine a été éliminée. Le mode de sédimentation est de type *sheet-flood*, les éléments provenant probablement du domaine actuel des Vosges moyennes. Leur taille moyenne diminue un peu en direction du Nord et s'affine vers le sommet de la formation où s'intercalent des lentilles d'argile rouge clair, riches en fines paillettes de mica blanc. La couleur des dépôts grossiers varie d'une teinte grise, à la base de la formation à une teinte gris rougeâtre puis rouge clair à son sommet. Malgré le très faible émoussé des grains mono-minéraux et des fragments de roche, le matériel montre un certain classement et une stratification entrecroisée et oblique assez nette. Dans cette partie du bassin de Saint-Dié, la roche est très souvent silicifiée.

**r3b. Thuringien « supérieur ».** Couches de Saint-Dié : **conglomérat à ciment locallement dolomitique.** Les Couches de Saint-Dié sont caractérisées par des *fanglomérats* (anagénites) et un ciment plus ou moins dolomitique, particulièrement riche en dolomie au sommet de la formation et 50 à 60 m plus bas. On observe ces dépôts fanglomératiques à l'Ouest de la vallée de Taintroué, dans la vallée du Neuné entre Vanémont et la Houssière et au pied du mont Thirville. Là, ils reposent directement sur le socle cristallin, dépassant vers le Sud l'aire d'extension des Couches de Frapelle. Leur épaisseur augmente du Sud vers le Nord et elles ont une puissance de l'ordre de 85 m à la limite septentrionale de la feuille.

Les Couches de Saint-Dié ne montrent guère de stratification, à l'exception de leur partie supérieure où, avec une légère augmentation de la teneur en argile, apparaît une structure sédimentaire. Généralement, il s'agit de dépôts rouge sombre, mal stratifiés et mal classés, avec des éléments peu arrondis, semblables aux *débris-flows* et aux *mud-flows* décrits dans la littérature américaine, qui se forment en région aride à la suite de pluies torrentielles. Peu usé, le matériel détritique provient des régions cristallines voisines (Vosges moyennes actuelles). La roche est légèrement cimentée par une pâte argileuse, hématitique et par places dolomitique.

La présence de dolomite dans le ciment est le caractère le plus remarquable des Couches de Saint-Dié. Elle est souvent bien visible, grâce à une décoloration, plus ou moins importante, du sédiment. Elle apparaît le plus souvent sous forme de concrétions ou d'incrustations, ayant jusqu'à 0,5 m d'épaisseur. Dans les parties les plus riches en dolomie, au sommet de la formation et 50 à 60 m plus bas, on trouve également de la cornaline.

## FORMATIONS SECONDAIRES

### Trias

Bien qu'elles aient recouvert la quasi-totalité du massif vosgien, les assises gréseuses du Trias inférieur (\*\*\*) ont été presque complètement érodées au centre du massif. Ainsi, dans le cadre de la feuille Gérardmer il n'en subsiste plus que quelques lambeaux et buttes-témoins. Celles-ci sont plus nombreuses dans le val d'Orbey où elles se situent dans des panneaux tectoniques très nettement en contrebas de la crête principale des Vosges. Dans l'angle nord-ouest de la feuille, la forêt de Champ constitue une avancée de la cuesta du Grès vosgien, limite sud-est du domaine des Vosges gréseuses. Au Nord-Ouest de Corcieux, les Grès vosgiens du Buntsandstein moyen reposent directement sur les Couches de Saint-Dié, avec une lacune du

(\*) Ce terme fanglomérat appartient au vocabulaire de sédimentologie : épandage de matériel détritique sur un glacier à la suite d'une crue.

(\*\*) 50 m en contrebas du Rossberg (Nord du col du Bonhomme) d'énormes blocs de grès témoignent de l'ancienne couverture de Grès vosgien sur la crête principale des Vosges (D. Bastide *et al.*, 1961).

Buntsandstein inférieur (Couches de Senones). Au Sud-Est de Corcieux, des lambeaux-témoins de Grès vosgien reposent directement sur le socle cristallin. Dans le val d'Orbey, ils présentent à leur base un faciès meuble sablo-argileux noté **t1bA** et rattaché précédemment au Permien (N. Théobald, 1952). Selon J. Hollinger (indication orale) seul un affleurement situé près de la Housserouse au Sud d'Orbey ( $x = 959,000$  ;  $y = 355,850$ ), constitué de sables fins à grossiers mal triés, à grains de quartz subanguleux à émoussés et à matrice rouge violacé(\*), pourrait être rattaché au Permien.

**t1bA. Grès vosgien, faciès inférieur local : sable argileux rose.** Ce faciès a été observé au Sud et à l'Est d'Orbey. Il s'agit d'une formation sableuse, plus ou moins argileuse, à grains de quartz arrondis, semblables à ceux du faciès banal du Grès vosgien. La teinte de ces sables est rose clair, parfois un peu violacée. Leur épaisseur est très variable selon des points et oscille entre une trentaine de mètres (Vorhof, à l'Est d'Orbey, et au Sud du Collet du Linge) et une centaine de mètres (Nord des Basses-Huttes). Très hydromorphe, cette assise a favorisé, là où elle est épaisse, la formation d'importantes loupes de solifluxion et même de petits glissements en masse. Se fondant sur l'aspect des grains de quartz, semblables à ceux du Grès vosgien, J. Hollinger (indication orale) rapporte ces sables argileux au Buntsandstein moyen (Grès vosgien) dont ils constituent un faciès local et particulier. Dans la loupe de solifluxion située sur le versant oriental du Noirmont, un faciès plus grossier à graviers et petits galets pourrait correspondre, selon J. Hollinger, au conglomérat inférieur du Grès vosgien.

**t1b. Grès vosgien.** Grès grossier rouge à rouge-brun, à passées conglomératiques. À l'exception du faciès de base local **t1bA** du val d'Orbey, le Grès vosgien présente ses faciès classiques principalement le faciès de « haute masse » (J. Perriaux, 1961) en bancs de 0,5 à 4 m, à stratification souvent oblique. C'est un grès quartzeux, plus ou moins feldspathique, à grains arrondis, cimentés par nourrissage siliceux et un pigment ferrugineux. Le grain est moyen à grossier, selon les bancs, et les plus grossiers d'entre eux contiennent souvent des galets de quartz et de quartzite suffisamment nombreux dans certains bancs pour former des passées conglomératiques. Très souvent les bancs sont séparés par de minces lits argileux plus ou moins remaniés en galets d'argile à la base du banc supérieur.

En forêt de Champ, le Grès vosgien a une épaisseur de l'ordre de 140 mètres. Dans le val d'Orbey, le faciès banal du Grès vosgien a une épaisseur de l'ordre de 70 m (Nord du col du Wettstein) à 90 m (Grand-Hohnack).

Le Grès vosgien est souvent très diaclasé surtout dans le val d'Orbey où il a été intensément fracturé par la tectonique rhénane. Il est souvent secondairement silicifié dans les zones de failles et transformé en quartzite blanc (butte du Hurlin, N. Théobald, 1952). Selon J. Perriaux (1961), les matériaux du Grès vosgien, d'origine fluviale, se sont déposés au fond de larges chenaux divaguants et de petites cuvettes lacustres.

**t1c. Conglomérat principal. Conglomérat à ciment gréseux, galets de quartz et de quartzite.** En se chargeant en galets, le Grès vosgien passe à sa partie supérieure au Conglomérat principal, constitué de galets de quartz, de quartzite et de rares galets de lydienne, joints par un ciment gréseux semblable au Grès vosgien. La stratification est fréquemment entrecroisée. Mieux cimenté, au moins dans sa partie supérieure, que le Grès vosgien, le Conglomérat principal forme des entablements couronnant les buttes gréseuses et se terminant souvent par des corniches abruptes. La longueur des galets, très arrondis, est le plus souvent comprise entre 2 et 10 cm ; dans les passées les plus grossières on observe quelques galets de quartzite de longueur comprise entre 10 et 25 cm. L'épaisseur du Conglomérat principal est de l'ordre de

(\*) Codes Munsell, teinte proche de 10 R 4/2.

10 à 15 m dans le val d'Orbey et de 30 à 35 m dans la forêt du Champ où sa partie inférieure est souvent mal cimentée et exploitée en gravières.

**t2a. Grès bigarré inférieur. Couches intermédiaires, grès brun-rouge.** Dans le domaine couvert par la feuille, il n'en subsiste plus qu'un lambeau en forêt de Champ, réduit par érosion à une épaisseur inférieure à 10 mètres. Seuls quelques rochers ont permis d'observer qu'il présente le faciès classique des Couches intermédiaires inférieures : grès assez grossier rouge sombre, presque lie-de-vin, cimenté par un ciment un peu plus argileux que le Grès vosgien. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis de vérifier s'il existe entre le Conglomérat principal et ce lambeau de Buntsandstein supérieur, la couche argileuse à teinte violacée et nodules de dolomie connue sous le nom de Zone-limite violette (J. Perriaux, 1961) qui marque généralement dans le domaine des Vosges gréseuses la limite entre le Buntsandstein moyen et le Buntsandstein supérieur.

#### FORMATIONS TERTIAIRES

**β. Roches basaltiques : ankararites.** Connu surtout par le complexe volcanique du Kayserstuhl, en Bade, le volcanisme tertiaire rhénan est, par contre, très discret dans le domaine vosgien. Trois pointements de roches basaltiques sont connus sur la feuille Gérardmer :

- au Sud-Ouest du village du Valtin,
- au hameau de Chamont, près de Fréland,
- à Orbey.

Le dyke basaltique du Valtin a été décrit par A. Siat et *al.* (1958) : il s'agit d'un filon de 50 cm de large, recoupé par la D 23 entre le hameau du Grand-Valtin et le village du Valtin (borne hectométrique 5 entre les bornes kilométriques 39 et 40). Orienté S. SW — N. NE et incliné de 45°, il recoupe le granite des Crêtes. Il s'agit d'une ankararite à phénocristaux d'olivine, d'augite titanifère et de biotite dans une pâte à microlithes de pyroxènes (abondants), de *méllilite calcique*, de lazurite, de biotite, de magnétite, de pyrite et de néphéline (rares). Très sous-saturée, cette ankararite à méllilite est de la même famille que la roche volcanique d'Essey-la-Côte, près de Lunéville et celle de Buggingen-en-Bade. Par la méthode potassium-argon P. von Horn et *al.* (1972) ont déterminé un âge paléocène pour l'ankararite du Valtin (61 M. A.).

Les pointements de Chamont et d'Orbey n'ont pas été l'objet d'études pétrographiques. La roche basaltique d'Orbey n'a pu être retrouvée sur le terrain et n'a pas été figurée sur la carte. Une ancienne minute de la Geologische landesamtalt von Elsass-Lothringen la place au point de coordonnées approximatives : x = 959,425 ; y = 358,025.

#### FORMATIONS SUPERFICIELLES — QUATERNAIRE

Dans le cadre de la feuille Gérardmer, comme dans l'ensemble du massif vosgien, les formations superficielles forment une couverture presque continue, le substrat n'affleurant qu'en pointements et corniches rocheuses. Meubles et d'âge récent (tertiaire supérieur et quaternaire), elles s'opposent largement aux formations du substrat presque toutes constituées de roches dures. Dans l'ensemble, les formations superficielles n'ont été figurées par des teintes plates qu'en bas de versants et fonds de vallées où elles sont généralement très diversifiées et épaisses, et masquent complètement le substrat rocheux. Sur les versants et les interfluves, à l'exception d'importants placages morainiques, les formations périglaciaires et les formations d'altération, bien que très développées, sont riches en fragments lithiques d'origine locale et laissent apparaître, par places, le substrat rocheux. Sa maille d'affleurement, à l'échelle de 1/50000, permet sans trop d'extrapolations hasardeuses

d'en donner une physionomie représentative. Ainsi, pour bien représenter la mosaïque des formations du substrat, les formations d'altération et les formations périglaciaires de versant n'ont, dans l'ensemble, été figurées que par des signes et notations isolés, en surcharge sur les teintes des formations du substrat. Cette figuration, associée à des points d'observation de ces formations superficielles, est évidemment indicative. Les différentes formations superficielles ne peuvent être classées dans un ordre chronologique strict : les critères chronologiques font le plus souvent défaut et l'agencement des différentes formations revêt, le plus souvent, un caractère local. Les formations superficielles seront décrites en suivant une classification génétique.

### Formations d'altération

L'altération des assises permienues et triasiques n'ayant pas engendré des manteaux d'altérites épais, seuls les produits de l'altération *in situ* des formations granitiques et gneissiques, les arènes, seront ici considérés. Libéré progressivement de sa couverture triasique au cours du Tertiaire, le socle granitique a subi à la fin de cette ère, puis au cours des périodes tempérées du Quaternaire, une altération relativement importante engendrant à ses dépens une couverture d'arènes plus ou moins épaisse. Cette altération a affecté soit la roche saine, soit une roche déjà altérée, voire arénisée, au Permien, avant le dépôt des grès du Trias. Ces arènes ont été plus ou moins remaniées par des phénomènes de gélifluxion, au cours des périodes froides du Quaternaire. Dans les parties des vallées qui ont été occupées par des glaciers, elles sont presque entièrement érodées. Le manteau d'arènes est donc principalement conservé dans des régions externes en dehors des anciens domaines glaciaires, à des altitudes très variables depuis des croupes culminant à plus de 1 000 m, jusqu'aux bas-versants des vallées principales. Les arènes sont souvent recouvertes par des formations de gélifluxion ou par des colluvions.

(γ). **Granite altéré (« granite pourri »)**. Cette notation a été utilisée pour figurer ponctuellement des affleurements où le granite est profondément altéré, sur une assez grande épaisseur, sans qu'il ait atteint cependant le stade de l'arénisation. La roche, bien qu'attendrie, conserve une certaine cohérence. Les feldspaths et les minéraux colorés de la roche ont subi au moins un début d'altération.

γ. **Arènes granitiques à texture conservée, avec localement boules résiduelles de granité**. Les arènes granitiques sont des sables grossiers dont les grains sont constitués par les minéraux de granite disjoints ou des agrégats de quelques minéraux (grains polyminéraux). Le tableau 4 donne une idée de la granulométrie d'arènes sur divers granites. Dans l'ensemble, à l'exception des arènes formées aux dépens du granite du Valtin, très grossières, les arènes de granites des Vosges moyennes comprennent une fraction graveleuse généralement inférieure à 20 %, une fraction arénite (55 à 85 %) prédominante avec un mode voisin de 1,6 mm et une fraction fine inférieure à 10 %. L'épaisseur des arènes est très irrégulière. Le plus souvent, elles sont disposées en poches profondes de plusieurs mètres et larges de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, limitées par du granite encore cohérent, plus ou moins fracturé, altéré et affleurant par places en chicots rocheux.

Sur le versant oriental des Hautes Chaumes, à 200 m de l'escarpement du cirque glaciaire du lac Noir, une poche d'arène granitique profonde de 50 m, large de 100 m et longue de 300 m a été mise en évidence par des sondages mécaniques (341-7-1 et 2). 300 m en aval du lac Noir, sur le versant en rive gauche un sondage a traversé 40 m d'arènes sous 15 m de moraine. L'épaisseur des arènes peut donc être localement très importante.

Les arènes, surtout dans leur partie inférieure, contiennent souvent des boules de granite résiduelles, généralement très peu altérées et très dures. La taille de ces boules, généralement liée à la maille du réseau de diaclases le long desquelles

l'arénisation a progressé en profondeur, est le plus souvent comprise entre 0,30 et 2 m de diamètre dans les Vosges moyennes. On les rencontre dans les arènes des différents types de granite, y compris les granito-gneiss, mais elles paraissent plus abondantes dans le complexe d'altération des granites porphyroïdes. Dans la vallée de la Weiss, juste en amont d'Orbey (le Creux d'Argent, Faing), l'érosion a dégagé les boules de granite de leur matrice arénique. Très nombreuses, elles forment localement des chaos rocheux. Plusieurs petites carrières d'arènes à boules dans ces chaos nous ont confirmé la formation sur place par «lavage» de ces chaos (chaos de type Huelgoat). Les boules de granite ont été représentées par un figuré particulier, là où elles sont nombreuses. Les *tors* (empilement de blocs ou de boules de granite en place dégagé par l'érosion) ont été également notés par un symbole propre. Les plus remarquables sont ceux de la Roche-des-Fées (route des Crêtes, 10 km au Nord du col de la Schlucht), de la Tête des Faux au Sud du village du Bonhomme et du Grand-Rain à l'Est du Chival.

Quelques analyses minéralogiques par diffractométrie (tableau 4) montrent que les arènes des Vosges moyennes contiennent souvent de la kaolinite prédominante dans la fraction argileuse de quelques échantillons, mais absente dans quelques autres. Les analyses faites sur les formations périglaciaires et colluviales remaniant des arènes granitiques confirment la présence fréquente de kaolinite dans ces arènes qui semble constituer en moyenne environ le tiers de la fraction argileuse (\*\*). Dans une arène remaniée du col de Sérichamp, des traces de gibbsite ont été reconnues. Le reste de la fraction argileuse est constitué d'un mélange d'illite (ou de minéraux micacés) et d'interstratifiés irréguliers illite-vermiculite ou illite-smectite.

γ. **Arènes de gneiss grossières : sables grossiers, plus ou moins limoneux.**—

ζ. **Arènes de gneiss fines : sables limoneux.** Ces arènes ont surtout été observées dans le domaine d'affleurement du groupe des gneiss de la Croix-aux-Mines. À l'affleurement, on distingue des arènes fines, ayant de loin l'aspect de limons (médiane 0,1 à 0,2 mm) et des arènes grossières ressemblant aux arènes granitiques (médiane 0,3 à 0,7 mm). Le tableau 4 donne les résultats d'analyses granulométriques effectuées sur 5 échantillons d'arènes de gneiss (éch. 62215, 60, 63, 65 et 66 MFP 74). Les échantillons d'arènes grossières analysés ont toutefois une médiane légèrement inférieure à celles des arènes granitiques étudiées. La composition minéralogique des arènes de gneiss (tableau 4) apparaît peu différente de celle des arènes granitiques. Notons que la fraction argileuse d'un échantillon apparaît constituée uniquement de kaolinite et que celui-ci a été prélevé en bas de versant. Comme les arènes granitiques, les arènes de gneiss forment une couverture superficielle discontinue avec des poches de plusieurs mètres de profondeur.

### Formations glaciaires

Des dépôts glaciaires typiques ou moraines et, dans les cas privilégiés, une morphologie caractéristique témoignent de l'existence de glaciers dans les Vosges au cours des périodes froides du Quaternaire. Les glaciations quaternaires ont essentiellement affecté les parties centrale et sud-occidentale des Vosges, plus précisément un territoire inclus dans un quadrilatère le Bonhomme — Xertigny — Lure — Thann. La feuille couvre l'angle nord-est de ce quadrilatère, occupé principalement par l'ancien glacier de la Vologne, plus ou moins diffus, et les anciens glaciers du haut bassin de la Meurthe. Le cartouche figuré dans la marge inférieure de la carte montre les limites probables de ces glaciers à leur maximum d'extension. Au Nord du col du Bonhomme, de petits glaciers ou névés ne se sont formés que localement et n'ont guère débordé des niches où ils ont pris naissance.

(\*) Ces chaos ont été interprétés à tort par plusieurs auteurs comme des moraines.

(\*\*) Proportion beaucoup plus importante que celles données par la littérature pour diverses arènes des Vosges (Y. Tardy, 1969 ; Y. Tardy et J.-Y. Gac, 1968, notice de la carte géologique à 1/50000 Munster).

Les moraines, constituées par des matériaux transportés par les anciens glaciers et laissés plus ou moins sur place au cours de leur fusion, sont surtout étendues dans les parties inférieures des versants et les fonds des têtes des vallées. Dans l'ensemble, il s'agit de dépôts très hétérométriques, non stratifiés, à blocs, cailloux et galets emballés dans une matrice sablo-argileuse qui peut être prédominante. La grande cohérence de la matrice est généralement un bon critère de reconnaissance des moraines par rapport aux autres formations superficielles. La présence très fréquente d'éléments nettement émoussés et de galets permet aisément de les distinguer des formations de gélifluxion. D'autre part, les moraines se différencient des formations fluviales ou lacustres par la présence d'éléments anguleux, leur matrice plus ou moins argileuse, leur grande hétérogénéité et souvent une grande richesse en très gros blocs.

Les moraines, sur le territoire de la feuille Gérardmer, sont particulièrement riches en gros blocs de granite (boules de granite et blocs de macrogélivation) et leur matrice est relativement sableuse (remaniement des arènes granitiques). Souvent, elles apparaissent comme des chaos de boules et de blocs de granite.

Dans l'ensemble, les dépôts glaciaires apparaissent peu différenciés. Le plus souvent, il s'agit de moraines de fond et de moraines de versant plus ou moins lavées par les eaux de ruissellement et souvent mêlées d'éboulis post-glaciaires.

Fréquemment préservés sur le bord en aval des cirques glaciaires (lac Blanc, lac Vert) les vallums(\*) morainiques sont rarement conservés au fond des vallées. Le double vallum qui limite à l'Ouest le lac de Gérardmer en est un bel exemple. À l'exception de la moraine des Collieures, au Sud-Est de Corcieux, les moraines terminales apparaissent mal dans la topographie (moraines terminales des glaciers du haut bassin de la Meurthe à Clefcy et Habeauru).

L'épaisseur des formations glaciaires est très variable, même à grande échelle. Elle peut être très importante à l'aplomb d'un bourrelet ou d'un vallum (50 m au Pré-Chaussote au droit du vallum occidental du lac de Gérardmer ; feuille Bruyères), ou encore à l'amont ou à l'aval d'un seuil ou d'un éperon rocheux.

Agents de dépôt, les glaciers sont aussi d'importants facteurs d'érosion. Les alternances de gel et de dégel sur les bords et le fond du glacier provoquent une gélivation intense et, lors du regel, le glacier incorpore les formations meubles et les blocs de gélivation. Cette charge lithique constitue en outre une semelle abrasive lors de la lente progression des glaces vers l'aval.

Bien que les glaciers du versant alsacien aient été moins développés, l'érosion glaciaire y a été relativement plus importante, en raison d'un relief plus escarpé. Parmi les formes d'érosion glaciaire, citons les cirques, les cuvettes de surcreusement, les verrous rocheux et les roches moutonnées.

Les *cirques*, liés à une suralimentation neigeuse sur les rebords est et nord-est des crêtes principales, sont particulièrement bien développés entre le col de Schlucht et la Tête des Faux. Les plus caractéristiques sont ceux du lac Vert, du lac Noir, du lac Blanc et de l'étang du Devin. Le fond des cirques est plus ou moins surcreusé dans la roche et occupé par un lac ou une tourbière. Le barrage naturel par un verrou rocheux ou un vallum morainique est généralement exhaussé par une digue artificielle pour augmenter la retenue d'eau. On observe également des cirques glaciaires bien formés à l'Ouest des vallées de la Grande Meurthe et de la Petite Meurthe (exemples le lac Sec, le Plainfaing).

De belles *roches moutonnées*, forme d'abrasion glaciaire, peuvent être observées à l'étang des Truites (au Nord de Sultzzen) et à Gérardmer, au Sud du lac et entre Sercenée et Kichompré. Le lac de Longemer est vraisemblablement établi dans une cuvette de surcreusement glaciaire. Des surcreusements sont également pos-

(\*) Bourrelet morainique transversal correspondant le plus souvent à des moraines de poussées liées à une dernière avancée du front glaciaire avant son retrait définitif.

sibles dans, les vallées de la Grande et de la Petite Meurthe mais ils sont probablement peu importants (10 m en amont du verrou du Groube). Certaines parties du cours de la Haute Vologne, de la Petite Meurthe et de la Grande Meurthe présentent un profil transversal en auge, morphologie fréquente dans les anciennes vallées glaciaires.

Si de nombreux témoins glaciaires sont connus depuis plus d'un siècle, l'histoire précise des Vosges à l'époque des grandes glaciations quaternaires est encore mal connue. G. Seret (1966), dans le bassin de la Moselle, distingue les traces de trois glaciations successives. Au Mindel, le Sud-Ouest des Vosges aurait été recouvert par une calotte glaciaire ; au Riss, la masse des glaces aurait été plus ou moins discontinue, tandis qu'au Würm le domaine glaciaire aurait été cantonné aux vallées. O. Cabello et J. Tricart (1968) ont recherché sur des échantillons du val d'Orbey et de la vallée de la Croix-aux-Mines des critères pétrographiques pour établir une chronologie. La plupart d'entre eux apparaissent d'application délicate. A. I. Salomé (1968) ne voit que des dépôts d'âge wurmien dans la haute vallée de la Vologne, tandis que F. Bonn (1968) distingue, par le degré d'altération des dépôts, trois glaciations : Q<sup>'''</sup> (Mindel ou Riss I), Q<sup>''</sup> (Riss ou Würm I), Q<sup>'</sup> (Würm). Lors des levés, la cartographie de F. Bonn nous est apparue trop schématique. F. Flageollet et J. Hameurt (1974) distinguent un maximum d'extension glaciaire, avec en particulier une difffluence du glacier de Vologne en direction de Gerbépain, Arrentès-de-Corcieux et Barbey-Séroux, un ou plusieurs stades intermédiaires avec une stagnation du glacier à la hauteur des cols de Martimpré et du Surceneux et une glaciation plus récente uniquement cantonnée aux vallées sans difffluence. En suivant le schéma généralement reconnu pour les glaciations alpines, nous avons admis, avec réserves, que le maximum d'extension glaciaire correspondait dans les Vosges à l'époque du Riss. Tous les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires que nous avons observés dans le cadre de la feuille étant très peu altérés, un âge mindel nous paraît exclu pour ce maximum glaciaire et, à la vue de bien des dépôts, nous serions tentés de lui donner un âge wurmien.

Sur le versant alsacien A. Knierim et J. Stoehr (1974) ont considéré la plupart des dépôts des vallées de la Béchine et de Fréland comme datant du Würm.

Pour les descriptions détaillées des dépôts et formes glaciaires locaux, nous renvoyons le lecteur aux différents travaux précédemment cités ainsi qu'aux études de G. Voirin (1970), M. Darmois-Théobald (1974), F. Ménillet et P. Fluck (1975) et au guide Vosges-Alsace (J.-P. von Eller et *al.*, 1976).

**G. Moraines d'âge riss à würm : blocs, galets, cailloux et sables peu altérés.** La notation G a été largement utilisée pour des moraines du versant alsacien, correspondant au maximum d'extension des glaciers considérés, mais indifférenciables, par leur faciès, des moraines wurmiennes. Des coupes dans ce type de moraines peuvent être observées le long de la route montant de Pairis au lac Blanc. Cette notation a été également employée pour désigner des moraines du bassin de la haute Meurthe et de la vallée de la Morte.

**Gx. Moraines d'âge riss probable : blocs, galets, cailloux et sables, plus ou moins altérés.** Ont été notées Gx, les moraines correspondant aux difffluences du glacier de Vologne vers le Nord et les moraines terminales des glaciers de la Grande Meurthe et de la Petite Meurthe. Le Champ-de-Roches à Barbey-Séroux (coordonnées approximatives :  $x = 936,650$  ;  $y = 357,500$ ) correspond à une belle moraine à blocs lavée (mélange de divers types de granites et de gneiss, rares blocs de grès).

**Gy. Moraines d'âge würm : blocs, galets, cailloux et sables non altérés.** Ces moraines typiques affleurent bien le long de la route du Collet au Valtin ainsi qu'au bord de la D 48, le long du lac Blanc. À Xonrupt — Longemer une chronologie relative

(\*) G. Seret (1966) a noté cette difffluence mais l'a attribuée au Mindel.

a été exprimée pour les vallums morainiques du Béaba (**Gya**) à l'amont du Saut des Cuves et celui du bois des Brochottes (**Gyb**).

**RG. Moraines résiduelles : blocs anguleux et émoussés, parfois galets. — RGy = âge würm probable.** Ces notations sont utilisées pour désigner des moraines plus ou moins remaniées, en fond de vallons, soit par ruissellement avec parfois des ébauches de remaniements fluvio-glaciaires (vallée de la Béchine entre le Bonhomme et Lapoutroie), soit par gélifluxion et colluvionnement (bois de Fréland).

**GE. Complexe éboulis-moraine des parois d'auges glaciaires.** Sur les versants escarpés de certaines vallées glaciaires, à profil plus ou moins *en auge*, les moraines à blocs sont fréquemment lavées et plus ou moins éboulées. Lors du retrait des glaces, les corniches et chicots rocheux dégagés par l'érosion glaciaire ont subi une intense gélifraction. Les blocs libérés par le gel se sont éboulés et se sont plus ou moins mêlés au matériel morainique. Ainsi, sur certains versants on passe insensiblement des éboulis de gravité, en contrebas des éperons rocheux, aux moraines lavées bien conservées dans les parties déprimées du versant. Le complexe éboulis-moraine est bien développé sur la rive droite de la Petite Meurthe entre les hameaux de Plainfaing et de Vic et à Xonrupt le long de la route D 8 entre le Saut des Cuves et le col de Martimpré.

#### **Formations fluvio-glaciaires (\*), glacio-lacustres et alluvions à blocs**

Les formations fluvio-glaciaires sont bien développées dans les vallées dont l'amont a été bien englacé, en particulier dans les vallées de la Meurthe et du Neuné. Dans la région de Xonrupt-Longemer, la vallée glaciaire de la Vologne conserve des formations fluvio-glaciaires différenciées.

À l'exception\* des passées sableuses et de certains deltas glacio-lacustres sableux, les formations fluvio-glaciaires sont généralement très grossières. Elles sont très riches en gros galets et petits blocs très arrondis. Nous avons figuré sous la même notation des alluvions riches en blocs qui nous paraissent avoir été déchaussés des arènes et des loupes de solifluxion par le cours d'eau, alluvions qui ont été interprétées par d'autres auteurs comme des formations proglaciaires ou des moraines lavées (vallée de la Weiss en aval d'Orbey).

**GFx. Formations glaciaires peu ramaniées ou formations fluvio-glaciaires peu caractéristiques d'âge riss probable.** Cette notation concerne essentiellement des dépôts de la vallée de Gerbépal (flanc oriental du col de Martimpré, la Basse-de-Martimpré, Bellegoutte) : ce sont des formations grossières d'aspect le plus souvent intermédiaire entre des formations glaciaires et des formations fluvio-glaciaires. Leur richesse en galets roulés les rapprochent des formations FG, tandis que leur hétérogénéité, leur mauvais tri et l'importance relative de la matrice sableuse ou sablo-argileuse, rappelle les moraines. Comme nous avons adopté, avec réserves, l'hypothèse de la diffluence du glacier de Vologne à l'époque du Riss, ces formations ont été notées avec l'indice **x**.

**FGx. Alluvions fluvio-glaciaires d'âge riss probable : gros galets, sables.** Le remplissage fluvio-glaciaire de la vallée du Neuné et le matériel de la terrasse de 2 à 4 m d'altitude relative de la vallée de la Meurthe ont été notés **FGx**, en raison de leurs relations morphologiques avec les moraines les plus avancées de ces vallées respectives. Ce sont des alluvions comprenant généralement plus de 50 % de matériaux grossiers (graviers, galets et blocs). Les tableaux 4 et 5 donnent les résultats d'analyses granulométriques effectuées sur ces formations. Les galets et les blocs sont essentiellement de nature granitique (granito-gneiss et granites pour la

(\* Le terme *fluvio-glaciaire* est utilisé ici dans un sens large. Dans ce chapitre sont considérées les alluvions et formations déposées par les eaux de fusion des glaciers, à caractère généralement torrentiel, aussi bien dans le domaine englacé que sur sa marge.

vallée de la Meurthe, migmatites et quelques gneiss et granités pour la vallée du Neuné). Ils ont une forme nettement arrondie (indices morphométriques sur tableau 6). Le pourcentage des galets altérés est très faible, généralement inférieur à 5 %, ce qui laisse un doute sur l'âge de ces formations (Riss ou Würm?).

D'après le sondage 1-1 et la coupe d'« un puits réalisé au Sud de Corcieux, près de la laiterie » (G. Seret, 1966, p. 511), l'épaisseur des alluvions **FGx** serait légèrement supérieure à 10 m, dans la dépression de Corcieux. Dans la vallée de la Meurthe, le sondage 2-26 a traversé 9 m d'alluvions fluvio-glaciaires avec une passée sableuse entre 3 et 5 m de profondeur. En dessous, la coupe du sondage indique une succession de sables propres dans les 8 premiers mètres, mais avec des galets de gneiss et de granite altérés, puis argileux avec des intercalations argileuses jusqu'à une profondeur de 25 mètres. Ces matériaux argileux auraient l'aspect des produits d'altération du granite.

Les sondages implantés dans les alluvions **FGy** voisines ont des coupes similaires. R. Laugier (inédit) a interprété les matériaux argileux inférieurs (sondages 2-3 et 2-4) comme arènes granitiques, tandis que la coupe d'un forage effectué au hameau du Souche (x = 942,90 ; y = 65,20) indique des intercalations de galets, graviers ou blocs altérés ou non, dans ces matériaux traversés jusqu'à une profondeur de 28 m avant de rencontrer le socle granitique. Il semble donc que des alluvions anciennes plus ou moins altérées existent sous les alluvions **FGx**, mais qu'il subsiste une indétermination quant à leur épaisseur : quelques mètres avec un substrat d'arènes granitiques, 15 à 20 m avec un substrat rocheux.

Dans le bassin versant de la Morte, le fond des vallons de Verpellière et de la Truche est tapissé de formations à caractère fluvio-glaciaire, nettement incisées par les ruisseaux qui drainent ces vallons. Une coupe à l'aval du vallon de Verpellière (x = 951,000 ; y = 69,700), nous a montré un matériau assez grossier, à éléments nettement émoussés (voir indices d'émoussé sur le tableau 6). Les éléments de gneiss (55 %) ne sont guère altérés, tandis que 60 % environ des éléments granitiques le sont. Le degré d'altération de cette formation et sa position morphologique sont compatibles avec un âge riss.

**JFGx. Cônes fluvio-glaciaires d'âge riss probable.** En rive droite, à Saulcy-sur-Meurthe, un lambeau de terrasse se prolonge par le cône noté **Jx** sur la carte à 1/50000 Saint-Dié et semble se rattacher à la nappe fluvio-glaciaire **FGx**. Par souci de logique nous l'avons noté **JFGx**. Une coupe peu profonde nous a montré des alluvions assez limoneuses avec des galets de taille modeste (15 cm) et moins de 10 % d'éléments altérés.

La nappe fluvio-glaciaire du vallon de Verpellière, à son débouché sur la vallée de la Morte, forme un cône en faible pente, déjà noté comme formation d'âge riss par O. Cabello et J. Tricart (1968).

**FG. Alluvions fluvio-glaciaires d'âge riss à würm : gros galets, sables.** Divers dépôts, de nature apparemment fluvio-glaciaire, mais affleurant assez mal, ont été ainsi notés. La plupart ont vraisemblablement un âge würm, mais ni leur position morphologique, ni les affleurements de mauvaise qualité ne permettent de l'affirmer. Cette notation a surtout été utilisée sur le versant alsacien, mais aussi sur le versant lorrain dans la vallée de Barançon et celle du Grand-Valtin.

À l'Est de cette dernière localité (x = 947,900 ; y = 354,450), un affleurement nous a montré un matériel local avec quelques éléments nettement émoussés. L'absence d'éléments indiquant des apports de la vallée de la Grande Meurthe (Granite des Crêtes) ou de celle de la Vologne (Granite fondamental) suggère que le couloir du Grand Valtin n'a guère eu le rôle d'un col de diffluence ou de transfluence pour les glaciers de Grande Meurthe et de Vologne.

À Orbey, juste à l'aval du hameau de Tannach, un dépôt à blocs de grès et de

granite, formant terrasse a été également noté **FG**. C'est une formation à stratification peu nette et d'aspect un peu chaotique, à blocs plus ou moins émoussés de grès, de granite clair (longueur maximale 1,25 m) et de granite sombre altéré, et à galets nettement émoussés. Ce dépôt a un aspect fluvio-glaciaire peu élaboré, mais nous n'avons guère trouvé de traces de moraines et de morphologie glaciaire nette plus en amont. Peut-être a-t-il été déposé par une crue brutale due, par exemple, à la rupture d'une poche d'eau retenue par un névé temporaire ou un éboulement?

**Formations glaciaires peu remaniées ou formations fluvio-glaciaires peu caractéristiques ; cônes de transition fluvio-glaciaires (galets et éléments anguleux hétérométriques).**

**GF . Âge indéterminé riss à würm**

**GFy . Âge würm indéterminé**

**GFya . Âge würm ancien**

Ces diverses notations ont été utilisées essentiellement dans les bassins de Xonrupt et de Gérardmer. Les formations notées **GF** ont plus probablement un âge würm ancien mais aucune preuve ne permet de l'affirmer. En amont de la moraine du bois des Brochottes une formation a été notée par erreur **GF** au lieu de **GFyb**.

**LGy. Formations glacio-lacustres d'âge würm : blocs, cailloux, galets, sables et argile.** Le fond de la dépression située entre la maison forestière de Noirrupt et le hameau du Schoultzbach, 4 km au Sud-Ouest d'Orbey, est plat, suggérant un remplissage lacustre. Cette dépression a été en partie occupée par une diffuence du glacier du lac Noir, probablement à l'époque du Riss et peut-être aussi au maximum glaciaire du Würm. Barrée par une moraine, cette dépression a très probablement eu une phase lacustre. Le comblement de la dépression est vraisemblablement ancien, la plupart des anciens lacs post-glaciaires des Vosges étant actuellement colonisés par des tourbières.

**FGy. Alluvions fluvio-glaciaires d'âge würm : gros galets, sables.** La plupart des fonds de vallées de l'ancien domaine glaciaire et de ses marges sont plus ou moins largement tapissés d'alluvions fluvio-glaciaires d'âge würm. Elles affleurent rarement. Parmi les plus typiques et les mieux développées, citons celles du haut bassin de la Meurthe, exploitées de façon industrielle à Saulcy-sur-Meurthe (1,5 km en aval de la limite septentrionale de la carte).

Ce sont des alluvions très grossières constituées principalement de galets bien roulés (indices morphométriques sur tableau 6) dont les plus gros ont une longueur de l'ordre de 40 cm. Ces galets sont essentiellement de nature granitique. Le tableau 5 donne une idée de leur granulométrie (éch. 62212 et 62213). Les lentilles sableuses semblent peu abondantes et relativement peu épaisses (quelques décimètres). Les galets altérés sont rares. Les caractères pétrographiques et sédimentologiques des alluvions **FGy** de la vallée de la Meurthe sont semblables à ceux des alluvions **FGx** et on peut se demander s'il s'agit vraiment de deux nappes d'alluvions emboîtées ou d'une seule et même nappe, qui dans ce cas aurait un âge würm et aurait été entaillée à la fin du Würm. Les coupes des sondages implantés dans les alluvions **FGy** indiquent une épaisseur de l'ordre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'alluvions grossières de type fluvio-glaciaires avec quelquefois, à la base, une passée métrique de sables grossiers. Elles recouvrent des alluvions plus anciennes altérées, traitées dans le paragraphe **FGx**.

**FGya : alluvions fluvio-glaciaires d'âge würm relativement ancien**

**FGyb : alluvions fluvio-glaciaires d'âge würm relativement récent**

Le suffixe K désigne les «terrasses de Kame», mélange de matériaux fluvio-glaciaires et de matériaux morainiques, initialement accumulés entre le versant et le glacier.

Ont été considérées comme alluvions fluvio-glaciaires d'âge würm relativement

ancien, celles qui forment une basse terrasse dans la vallée de la Weiss à Orbey et en aval d'Hachimette et dans la vallée de la Grande Meurtrie à Fraize et Plainfaing. Dans la vallée de la Weiss, ces alluvions sont particulièrement riches en très gros blocs de granite, dont la plupart ont été vraisemblablement déchaussés par le cours d'eau qui a plus ou moins creusé son lit dans des arènes granitiques.

Les alluvions fluvio-glaciaires qui tapissent le fond de la vallée de la Béchine à Lapoutroie et le fond du site de Gérardmer ont été notées comme des dépôts d'âge würm relativement récents. La basse terrasse de Xonrupt a été également notée **FGyb**. Au-dessus, le matériel de la terrasse du Blanc-Ruxel (altitude relative 30 m) est exploitée en gravière. C'est une formation très hétérogène comprenant des sables lités, des passées à caractère fluvio-glaciaire et des poches de moraines lavées (figuration de la carrière dans le guide géologique Vosges-Alsace, p. 125). Certaines stratifications obliques dans des directions variées et sa très grande hétérogénéité suggèrent un dépôt juxtaglaciaire entre le glacier et le versant du type de ceux qui constituent les «terrasses de Kame». Le replat qui flanque la rive droite de la Vologne en amont du lac de Longemer, 15 à 20 m au-dessus du fond de la vallée (ferme de Parigoutte) est vraisemblablement aussi une terrasse de *kame*. Elle paraît beaucoup plus sableuse et elle est certainement plus récente que celle du Blanc-Ruxel, élaborée sans doute au moment où le glacier de Vologne édifiait la moraine terminale du bois des Brochottes en amont de Xonrupt et du Blanc-Ruxel.

**JFGy. Cônes fluvio-glaciaires d'âge würm : gros galets, sables.** La nappe fluvio-glaciaire **FGy** de la Grande Meurthe semble se terminer par un cône à faible pente à Plainfaing où le cours d'eau torrentiel devait perdre une partie de sa compétence.

**JFGyb. Cônes fluvio-glaciaires d'âge würm relativement récent.** La nappe alluviale **Fyb** de la haute vallée de la Weiss, à caractère plus ou moins fluvio-glaciaire, paraît s'étaler en cône au confluent de cette rivière avec la Béchine, à Hachimette. Des coupes dans ce cône ont montré sous des dépôts fins, discontinus et pelliculaires, un matériel sableux et graveleux, très riche en gros blocs dont certains ont plusieurs mètres de longueur (A. Knierim et J. Stoehr, 1974). À la suite de O. Cabello et J. Tricart (1966), ces auteurs ont interprété cette formation comme un dépôt fluvio-glaciaire peu épais, recouvrant une moraine plus ou moins remaniée. Nos recherches de témoins glaciaires en aval d'Orbey ayant été négatives et des arènes granitiques en place et épaisses étant bien conservées jusqu'au bas des versants, dans ce tronçon de vallée, nous pensons que les blocs du cône d'Hachimette sont des boules de granite déchaussées par la Weiss des arènes avoisinantes et peu déplacées par le cours d'eau aux époques de crues, pendant le Würm.

### Formations alluviales

Les alluvions proprement dites (à l'exclusion des formations fluvio-glaciaires) sont relativement peu développées sur la feuille. Elles occupent le fond étroit des vallées dont l'amont n'a guère été couvert de glace ou, dans les anciennes vallées glaciaires, elles recouvrent plus ou moins les alluvions fluvio-glaciaires ou leur succèdent à l'aval, le passage entre les deux types de formations étant marqué par une réduction assez rapide de la taille moyenne des galets vers l'aval. La plupart des alluvions observées paraissent récentes, d'âge würm ou holocène.

**F. Alluvions anciennes d'âge indéterminé.** Une petite nappe d'alluvions anciennes, perchée quelques mètres au-dessus du ruisseau, a été observée au Sud de Lapoutroie. Riche en galets décimétriques bien émoussés, cette formation apparaît relativement importante pour le modeste affluent de la Béchine. Elle est probablement liée à l'existence au Riss ou au Würm d'un névé plus ou moins temporaire dans la niche située à l'Ouest de Merelles. Peu altérées, ces alluvions pourraient avoir un âge riss ou würm ancien. En rive droite de la vallée de la Morte, à la Croix-aux-

Mines et au Chipai, existent de petits placages d'alluvions relativement grossières, un peu plus anciennes que la nappe wurmienne du fond de la vallée.

**Fy. Alluvions d'âge würm, pour l'essentiel : galets et sables.** Ces nappes d'alluvions occupent des fonds de vallées et ont été légèrement entaillées (1 à 2 m) au cours de l'Holocène. Non exploitées et plus ou moins baignées par une nappe aquifère, elles n'affleurent guère. Celles qui prennent le relais à l'aval des formations fluvioglaciales sont assez grossières. Les alluvions wurmiennes de la haute vallée de la Mortagne sont très sableuses et contiennent des galets de quartz et de quartzite remaniés du Conglomérat principal (**t 1c**). Celles du Taintroué comprennent des graviers remaniés des formations permienes. En aval d'Orbey, les alluvions wurmiennes (**Fyb**) apparaissent emboîtées dans une nappe fluvioglaciale à laquelle nous avons attribué un âge würm relativement ancien. Elles contiennent de gros blocs de granites, boules probablement déchaussées des arènes granitiques qui affleurent jusqu'au bas des versants de la vallée.

**Fy-z. Alluvions d'âge würm à holocène : galets, sables et limons.** Cette notation désigne des alluvions de fond de vallée qui n'ont guère été entaillées par le thalweg de la rivière. La présence de galets suggère un âge wurmien pour une bonne partie du matériel. En l'absence d'affleurements, il est impossible de distinguer le matériel grossier wurmien et les remblaiements holocènes, généralement fins. Les alluvions de la basse vallée du Phény, du fond du défilé de Kichompré et de la vallée de la Corbeline ont été ainsi notés.

**Fz. Alluvions d'âge post-würm : galets, sables, limons et argiles.** Seules les alluvions du fond de la vallée de la Vologne à Xonrupt ont été notées holocène, cette partie de la vallée ayant probablement été occupée par les glaces au Würm supérieur. Dans cette partie de son cours, la Vologne holocène a remanié des matériaux morainiques, surtout en amont du lac de Longemer où ses alluvions ont été notées **FzG**.

#### Formations lacustres

Des dépôts lacustres « hors d'eau » n'ont été observés qu'en amont du lac de Longemer dont le niveau s'est abaissé de plusieurs mètres au cours de l'Holocène.

**LzG. Dépôts lacustres holocènes ayant remanié des formations morainiques.** Ces dépôts, formant une terrasse de plusieurs mètres en amont du lac de Longemer, sont liés à un niveau de la surface du lac bien supérieur au niveau actuel (époque atlantique ou antérieure?) ; ils comprennent des matériaux morainiques grossiers, remaniés.

**Lz. Dépôts lacustres d'âge holocène : cailloux, galets, sables et limons.** Ils occupent une aire libérée par les eaux du lac vers la fin de l'Holocène et à l'époque historique. Selon F. Bonn (1970), au XVII<sup>e</sup> siècle, le lac de Longemer s'étendait jusqu'à la hauteur de la Grange-Mauselaine. Ces dépôts ont probablement un caractère plus ou moins deltaïque.

#### Formations périglaciaires de versant

Figurées de façon discrète, pour ne pas masquer la structure géologique du socle vosgien, les formations périglaciaires de versant, en particulier les formations de gélifluxion, ont une extension très générale.

Les processus qui ont dominé la genèse de ces formations sont la gélifraction liée au gel intense pendant les périodes froides du Quaternaire et la gélifluxion, généralisée au moment des dégels superficiels, la partie principale des formations meubles restant immobilisée par un pergélisol.

Ces processus ayant été actifs pendant toutes les périodes froides du Quaternaire et les périodes interglaciaires n'ayant guère laissé de traces au sein du massif

vosgien, il n'est généralement pas possible de différencier les formations périglaciaires par la chronologie. À l'exception des zones d'accumulation propres à la conservation des dépôts (certains bas de versant) et des vallées englacées du Würm, la plus grande masse des formations périglaciaires observées se sont formées ou ont subi des remaniements au Würm.

**S. Gélifluxion en masse avec loupes : blocs et masses de grès, sables plus ou moins hydromorphes.** Il s'agit de masses relativement importantes et épaisses, comprenant une partie de substrat, ayant glissé le long d'un versant. La faible dislocation du matériau glissé et l'absence de cicatrices à la mesure du panneau descendu suggèrent un mouvement lent et progressif et non accidentel et brutal comme le classique glissement de terrain. Ces masses glissées et loupes de solifluxion sont particulièrement importantes et nombreuses au pied des buttes du Grès vosgien, dans le val d'Orbey. Le mouvement a été favorisé par le faciès sablo-argileux meuble et hydromorphe à la base du Grès vosgien.

**GP. Formations de gélifluxion : sables, limons, argiles, cailloux et blocs.** Parmi les formations périglaciaires de versant, les formations de gélifluxion sont les plus étendues. Elles forment une couverture quasi continue sur la plupart des versants, interrompues seulement par des chicots rocheux, des formations d'éboulis ou encore des moraines. Elles affleurent bien le long des chemins forestiers fraîchement aménagés, qui les entaillent sur 1 à 3 m d'épaisseur.

L'aspect le plus courant est une formation terreuse non stratifiée ou avec quelques ébauches de stratification fruste parallèlement à la pente, plus ou moins riche en cailloux et blocs. Le plus souvent anguleux, les cailloux et blocs sont généralement des cryoclastes (ou *gélifractes* ; fragments détachés par le gel de la roche en place). Les formations de gélifluxion peuvent comprendre aussi des boules de granite, fragmentées ou non par le gel ou même des galets remaniés des moraines. Les plus gros cryoclastes ont généralement une taille de l'ordre de 20 à 50 cm. La proportion entre le volume des cryoclastes et celui de la matrice terreuse varie très rapidement le long du versant et du haut en bas de la formation.

Le tableau 5 donne la granulométrie d'une vingtaine de formations périglaciaires de versant, recouvrant différentes formations. Mis à part les lentilles ou passées où les cryoclastes sont prédominants, la matrice est le plus souvent prédominante. Elle est généralement constituée de matériel sableux, remanié des formations aréniques, mais avec une nette augmentation de la fraction limoneuse (particules comprises entre 2 (x et 50  $\mu$ x) qui compte souvent pour 20 % environ et parfois 40 % et plus de la masse de l'échantillon.

L'épaisseur des formations de gélifluxion est très variable ; elle est généralement liée aux irrégularités du substrat rocheux. À peu d'exceptions près, elle est plus importante dans les parties légèrement déprimées des versants. Sa valeur moyenne est de l'ordre de 2 à 3 m, mais, localement, s'observent des épaisseurs égales ou supérieures à 5 mètres.

Les formations de gélifluxion recouvrent le substrat rocheux, généralement fracturé ou ses produits d'altération, ou encore d'autres formations superficielles telles que des moraines. Sur les hauts de versants d'altitude élevée, elles apparaissent pierreuses en surface, les eaux de fusion des neiges entraînant la matrice fine. Par contre en bas de versant, elles sont généralement enrichies en matrice fine par colluvionnement.

Les formations de gélifluxion du fond du vallon de la Belbriette, à l'Est de Xonrupt et de la dépression du Grand-Valtin, bien développées et masquant complètement le substrat rocheux, ont été figurées par une teinte unie.

Dans la vallée de la Grande Meurtrie, en aval du Valtin et en rive droite, elles sont très développées (jusqu'à 20 m d'épaisseur) et elles comprennent des matériaux morainiques indiqués dans la notation par l'indice **G (GPg)**.

Sur les pentes des buttes de Grès vosgien, les formations de gélifluxion sont très riches en gros blocs avec une matrice sableuse sèche ou légèrement argileuse et hydromorphe (versant au Nord de la Houssière).

**EA. Éboulis assistés : blocs, cailloux, sables et argiles, plus ou moins ordonnés.**

Ce sont des formations constituées par une alternance fruste de blocaille cryoclastique grossière et de lits de petits cryoclastes avec une matrice sablo-limoneuse plus ou moins importante (évoquée par l'adjectif épithète « assisté », donné par J. Tricart). Le litage est parallèle à la ligne de plus grande pente. Les lits grossiers sont constitués de cailloux et blocs anguleux dont les plus nombreux ont une taille comprise entre 5 et 30 cm. Leur épaisseur est généralement de l'ordre de 30 à 75 cm. Les lits fins sont généralement un peu moins épais.

Quand la roche-mère se fragmente en cryoclastes de taille relativement petite, les éboulis assistés prennent un aspect de grèze litée (\*). Par leur structure, les éboulis assistés sont en fait des formations intermédiaires entre les éboulis ordonnés et les grèzes. La plupart des auteurs (G. Seret, 1966 ; J. Tricart, F. Bonn, 1970 ; J.-C. Flageolet) s'accordent pour dater la masse principale de ces formations de la fin du Würm (très froid et relativement sec) : Würm III et Tardiglaciaire.

Les éboulis assistés se rencontrent sur des pentes fortes, supérieures à 20° (50 à 60 %). Ils ont un développement remarquable sur la rive gauche de la Meurthe, en aval du Valtin où leur épaisseur dépasse 20 m (exploitation en carrière). Ils sont également très développés dans la gorge en tête de la vallée de la Petite Meurthe (défilé de Straiture) où ils sont exploités et dans la gorge de la Vologne en aval de Xonrupt (défilé de Kichompré).

**Cailloutis cryoclastiques** (représentés par un figuré sans notation). La partie haute de nombreux versants et certaines croupes élevées sont tapissées de cailloutis plus ou moins grossiers. Tous les intermédiaires existent entre la masse de roche fragmentée sur place, les cailloutis cryoclastiques légèrement déplacés par fauchage et les cailloutis déplacés par gélifluxion (avec, à l'origine, une certaine proportion de matrice fine) puis lavés par les eaux de fusion des neiges. Dans les zones de failles très cataclasées les cailloutis cryoclastiques sont souvent épais, la roche étant déjà plus ou moins fragmentée par la tectonique. Dans ces zones, les *gélifrac*ts souvent peu hétérométriques sont fréquemment altérés (exemple aux environs du col du Plafond : côté nord et descente sur Corcieux avec un affleurement en carrière).

**E. Éboulis.** Les éboulis de gravité typiques, liés à la chute simple de débris et masses rocheuses en contrebas d'arêtes et de corniches rocheuses, sont relativement peu développés dans les Vosges. La plupart d'entre eux se situent sur les bords escarpés des anciens cirques glaciaires. Ils sont assez nombreux, également, dans le secteur de la Tête des Faux, au Sud du village du Bonhomme. Presque tous situés en domaine granitique, ces éboulis sont riches en gros blocs.

### **Formations de fonds de vallons**

Dans les fonds de vallons, en dehors des formations glaciaires et des formations de gélifluxion caractéristiques, nous avons distingué les colluvions et les cônes de déjection, liés au ruissellement diffus ou plus ou moins concentré (cônes) et les dépôts tourbeux, liés aux eaux stagnantes. Les cônes d'avalanches constituent des dépôts un peu particuliers.

**JE. Anciens cônes d'avalanche : blocs, cailloux, sables et argiles.** Ces cônes, à forte pente, se situent en aval de « couloirs » plus ou moins dégagés, semblables à des couloirs d'avalanche. Observés dans le haut bassin de la Meurthe ils se placent en contrebas de crêtes riches en niches de nivation et cirques glaciaires, sujettes à une suralimentation neigeuse. Ces cônes se sont vraisemblablement formés au

(\*) Formation pénglaciaire sur versant calcaire, décrite en particulier dans les Charentes par Y. Guillen.

Tardiglaciaire. Comprenant des matériaux très grossiers, ils se sont enrichis en matériel fin pendant la période post-glaciaire.

**Colluvions.** Les colluvions sont généralement des dépôts relativement fins, à petits éléments lithiques légèrement émousés ou essentiellement sablo-limoneux, parfois un peu argileux, liés au ruissellement diffus ou peu concentré. En réalité, dans la genèse de ces formations, les processus de gélifluxion ont souvent un rôle non négligeable. Cependant, elles se différencient bien des formations de gélifluxion typiques par leur granulométrie généralement plus fine, un meilleur tri et une moins grande hétérogénéité.

Parmi les colluvions, ont été distingués :

**Cx-y.** *Colluvions d'âge riss à würm : cailloux, sables, limons.* L'ancienneté relative de ces colluvions est suggérée par leur position aux fonds de vallons suspendus ou en bas de versant entaillé par une nappe alluviale wurmienne : les formations ainsi notées sont localisées au Sud-Ouest de Corcieux.

**Cy.** *Colluvions d'âge würm pour l'essentiel : cailloux, sables, limons.* La masse principale des colluvions de fonds de vallons à vraisemblablement un âge wurmien ; elles sont généralement entaillées par le ruisseau actuel. Ces colluvions sont bien développées dans le bassin de la Meurthe et aux environs de Corcieux.

**Jy.** *Cônes de déjection d'âge würm : cailloux, sables, limons.* Ce sont les dépôts des ruisseaux latéraux, à leur débouché dans la vallée principale. Ils sont d'autant plus grossiers que la pente du ruisseau qui les alimentés est plus forte. Les cailloux sont généralement anguleux à subanguleux.

**JyC.** *Cônes de déjection d'âge tardiglaciaire : cailloux, sables, limons.* Les cônes de déjection de la Belbriette à Xonrupt, du Sud du lac de Longemer, de la Basse des Rupts et de la Rayée à Gérardmer ont un âge tardiglaciaire probable.

**Cy-z.** *Colluvions d'âge indifférencié, würm à holocène.* Le remplissage du fond du vallon de Maillegoutte au Sud de Barbey-Séroux passe insensiblement à l'aval aux alluvions **Fy-z**. Il a été noté logiquement **Cy-z**.

**Cz.** *Colluvions d'âge holocène à historique : limons, cailloux, sables.* En amont de Lapoutroie, ont été observées des colluvions contenant des traces d'activité humaine.

**Jz.** *Cônes de déjections holocènes : limons, sables, cailloux.* Le cône de déjection de Merelle au Sud-Est de la moraine qui barre le lac de Gérardmer paraît très récent.

**Dépôts tourbeux des fonds de cirques glaciaires et des dépressions de l'étage montagnard.** Ont été groupés dans cette rubrique : des tourbes franches et des dépôts fins plus ou moins tourbeux. La plupart de ces formations sont des tourbières acides à Sphaignes qui ont colonisé les petits lacs formés à la suite de la fonte des derniers glaciers quaternaires. Sur le territoire de la feuille, tous les profils palynologiques des tourbières étudiées indiquent un âge holocène (voir tableau 7). Les tourbières affectées d'une notation indiquant un âge plus ancien n'ont pas été étudiées et la datation indiquée est très hypothétique. Elle doit être comprise comme «tourbière ayant pu se former dès la fin du Riss » (Tx) ou dès la fin du Würm (Ty).

**Tx-y.** *Tourbières d'âge riss ou würm possible.* Comme nous avons adopté l'hypothèse de la diffuence du glacier de Vologne de part et d'autre du défilé de Kichompré à l'époque du Riss, nous devons considérer que les tourbières de la Goutte Loiseiot, du Pinchesté et de l'Étang-d'Oran ont pu se former dès la fin du Riss. Il est cependant probable que l'essentiel de la masse de tourbe ait un âge holocène.

**Ty.** *Tourbière d'âge würm possible.* Le remplissage de la dépression située en aval de la ferme de Seestaedle, à l'Est de l'escarpement du Tanet, au stade de prairie hydromorphe et non de tourbière paraît relativement ancien. Nous l'avons noté Ty, mais avec réserves, sans preuves paléontologiques.

**Tz.** *Tourbières d'âge holocène.* Elles sont constituées de tourbes brunes à noires

souvent molles en profondeur. La plupart des tourbières, dans le cadre de la feuille, ont un âge holocène. Le tableau 7 donne quelques indications sur ces tourbières. G. Dubois et J.-P. Hatt (1930), J.-P. Hatt (1937), E. Oberdorfer (1937) et F. Firbas et al. (1948) et les monographies plus récentes ont établi la succession stratigraphique des associations polliniques des Vosges, du Tardiglaciaire à l'époque actuelle. Cette succession est bien repérée dans l'échelle stratigraphique de ces périodes et donne l'évolution du climat et de la végétation durant les temps post-glaciaires :

- *Tardiglaciaire* (-15000 à -8000 ans B. C.) : périodes froides avec glaciation de cirque près des sommets, toundra à Armoise. Interstades avec développement du Pin et du Bouleau (voir le diagramme de la tourbière du Grand Étang (feuille Munster) in A.-I. Salomé (1968) ;
- *vers -8000 ans B. C.* : début de l'Holocène : réchauffement, fin des glaciations quaternaires ;
- *Pré-Boréal* : développement du Bouleau puis du Pin ;
- *Boréal* : forêt de Pins et de Noisetiers ;
- *vers -6000 ans B. C.* : régression du Pin et maximum d'extension du Noisetier ;
- *Atlantique* : «Chênaie mixte» (forêt diversifiée à Chênes, Ormes, Tilleuls et Frênes) étendue jusque sur la crête principale des Vosges, climat assez humide et plus chaud que le climat actuel ;
- *vers -3000 ans B. C.* : apparition du Sapin ;
- *Sub-Boréal* : rafraîchissement. Régression de la Chênaie mixte. Extension du Hêtre et du Sapin ;
- *Sub-Atlantique* : extension de la Hêtraie-Sapinière, climat frais et humide ;
- *vers -600 ans B. C.* : période proto-historique, puis historique défrichement, développement des graminées.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### GÉOLOGIE STRUCTURALE

Si des marques de déformations souples ont été observées dans les formations cristallophylliennes, le caractère tectonique le plus apparent dans les Vosges moyennes est l'intense fracturation des roches. Bien qu'une histoire tectonique commune intéresse l'ensemble du domaine considéré, il apparaît en son sein quelques différences locales sur un plan structural. En particulier, le versant alsacien, très affecté par la direction de fracturation N 20° à N 40° E s'oppose un peu au versant lorrain où cette direction ne s'impose plus comme direction structurale principale.

L'indice de déformations importantes le plus ancien décelé sur le territoire couvert par la feuille est le métamorphisme de haute pression et haute température daté à -509 M. A. par M. Bonhomme et P. Fluck (1974). Les gneiss et les granulites engendrées par ce métamorphisme ont subi des déformations souples. Dans les gneiss de la Croix-aux-Mines, J. Hameurt (1967) a observé des plis d'ordre métrique. L'axe de ces plis a une orientation nord-est à est avec un plongement vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Ces axes seraient conformes à la linéation et au grand axe des boudins. Dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, P. Fluck et J.-P. von Eller (1974) ont observé : «deux systèmes de plis qui s'inscrivent dans deux phases successives : P1 d'axes E — W, P2, de directions variables qui déterminent les grandes structures actuelles». Les plis P1 sont d'ordre métrique à inframétrique. Les plis P2 se caractérisent par des axes sub-horizontaux ou à faible pendage. De style semblable, ils sont assez amples dans les gneiss à grenat tandis qu'ils présentent de nombreuses formes en microplis dans les gneiss à sillimanite. Une fracturation avec des failles inverses de même direction leur est associée. Les plis P2 apparaissent contemporains

du second métamorphisme (haute température, basse à moyenne pression) subi par les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines.

Les failles inverses apparaissent peu nombreuses dans le domaine des Vosges moyennes. J. Hameurt (1967) a mis en évidence un chevauchement important sur le versant lorrain qui met en superposition anormale les migmatites de Gerbépal sur les granito-gneiss ou le granite fondamental. Faiblement incliné à sub-horizontale, ce contact anormal est jalonné par le granite syncinématique □1d. Ce chevauchement est considéré comme d'âge hercynien précoce (Breton) par J. Hameurt (1967). Dans le domaine des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, le groupe varié surmonte les gneiss à sillimanite □3 par le jeu d'un contact anormal incliné à 60° vers le Nord-Ouest. À ce chevauchement sont associées un grand nombre de failles inverses sub-parallèles, recoupées par les failles minéralisées N 110° E du champ filonien du Neuenberg à Sainte-Marie-aux-Mines.

La tectonique cassante par mouvement de blocs, à jeu vertical, oblique ou horizontal, cisailant, est la plus répandue. L'accident le plus remarquable est la grande dislocation N 35° E qui traverse en oblique le territoire de la feuille : la grande faille de Sainte-Marie — Retoumemer. Cette grande cassure, qui traverse tout le massif vosgien a vraisemblablement pris naissance à la fin de la phase sudète et a été largement empruntée par les magmas du granite des Crêtes et du granite du Valtin. Elle a rejoué après la mise en place de ces granites. La disposition *en fossé* des gneiss de Sainte-Marie et la présence de témoins houillers dans ce fossé suggère un jeu en distension au cours du Westphalien, la faille de Sainte-Marie ayant joué le rôle de lèvres occidentales du fossé. Cette direction de fracturation (N 20° à N 40° E) est très importante dans le massif vosgien. Elle est bien représentée aux abords du lac de Longemer et sur la partie alsacienne de la feuille où elle affecte les témoins de Grès vosgien, conséquence d'un jeu tertiaire probable, en relation probable avec l'ouverture et l'enfoncement du Fossé rhénan. Notons en particulier la faille de Pairis (N. Théobald, 1952) qui du Nord de Soultzeren à Fréland limite à l'Ouest le compartiment structural relativement bas où sont conservés des témoins de formations triasiques et constitue la première « marche d'escalier » en direction du fond du Fossé rhénan. Les failles N 20° à N 40° E ont joué à de multiples reprises avec des jeux tant verticaux qu'obliques ou horizontaux sénestres. D'autres directions de fracturation prennent localement une certaine importance :

- une direction N—SE entre Gérardmer et la vallée de Straiture, d'âge sudète probable (empruntée par les filons liés au granite des Crêtes) avec des jeux coulissants évidents ;
- une direction E—W à l'Est du col du Bonhomme ;
- une direction W. SW—E. NE dans le domaine d'affleurement des gneiss de la Croix-aux-Mines. Ces failles pourraient être anciennes et avoir rejoué après la mise en place du granite des Crêtes (J. Hameurt, 1967).

Enfin, dans le Nord-Ouest de la feuille, les formations triasiques de la forêt de Champ et les formations permiennoises avoisinantes sont affectées par une tectonique cassante avec deux directions orthogonales : NE—SW et NW—SE. La seconde semble recouper la première. La plus importante de ces failles est celle qui suit la vallée de la Mortagne avec un rejet maximal de 70 mètres.

Si le jeu positif du horst vosgien au cours du Quaternaire semble bien établi par des faits d'observation en bordure du Fossé rhénan, aucune donnée ne permet de préciser l'évolution néotectonique dans le cadre de la feuille.

### RADIOACTIVITÉ

Des recherches préliminaires sur la radioactivité des formations granitiques et cristallophylliennes du territoire couvert par la feuille Gérardmer ont été publiées de

façon synthétique par J.-P. Rothé (1961) et G. Mathevon et J.-P. Rothé (1968). D'après ces recherches, le granite des Crêtes ( $\gamma_a^3$ ) aurait une radioactivité relativement élevée. Les autres granites, les granito-gneiss et les migmatites auraient une radioactivité moyenne tandis que les gneiss seraient relativement peu radioactifs.

## OCCUPATION DU SOL

### SOLS ET VÉGÉTATION

Dans ce paragraphe succinct, nous présenterons de façon schématique les principaux types de sols et d'associations végétales en insistant sur leurs relations avec le substrat géologique. Pour plus de détail, nous renvoyons le lecteur à la carte pédologique à 1/100 000 Saint-Dié et aux monographies citées ci-dessous.

Dans les hautes Vosges, les formations géologiques, en tant que roches-mères, ont un rôle important dans la diversification des sols et de la végétation. Cependant, la mosaïque des sols ne se superpose pas de façon étroite au canevas des formations géologiques. Le relief, en favorisant un climat frais et humide et en accusant les pentes et les expositions, contribue également à diversifier les sols et la végétation selon l'altitude, l'orientation des versants et la raideur des pentes.

#### Sols et végétation sur les matériaux d'altération des granités et des gneiss

Sur les *roches granitiques* des Vosges, les caractères des sols et de la pédogénèse ont été principalement étudiés par B. Souchier (1971). Il souligne le rôle des minéraux altérables des granites et surtout des minéraux argileux issus de cette altération (principalement les illites, smectites, chlorites, vermiculites et les minéraux argileux interstratifiés). La tendance à l'hydrolyse acide, ménagée, est accentuée, surtout en altitude, où la lenteur de la décomposition de la matière organique favorise la formation d'humus acides (*mull acide*, *moder*, *mor*). Les deux principaux processus d'évolution des sols sont en conséquence la brunification en milieu acide et la podzolisation (\*). B. Souchier (1971) montre que le mode d'évolution des sols est essentiellement lié à la teneur en fer du granite :

- teneur en fer relativement élevée (ex. : granite des Crêtes,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4 à 5 %) : *brunification*,
- teneur en fer relativement faible (ex. : granites du Valtin et du Brézouard,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 2$  %) : *podzolisation*.

Entre les sols bruns acides et les sols podzoliques existe toute une gamme de sols liés à des processus de podzolisation commençante ou modérée, dont les principaux types sont les sols bruns ocreux et les sols ocre podzoliques.

Les *sols bruns acides* occupent des surfaces considérables (plus de 50 % du territoire couvert par la feuille). On les observe dans le domaine d'extension du granite des Crêtes, de divers granites à biotite, de granito-gneiss, de gneiss, mais également à des altitudes modérées sur les migmatites de Gerbépal et des granites modérément acides. Dans ces sols, le processus de brunification se traduit par une augmentation relative des minéraux argileux et la solubilisation ménagée d'ions alcalino-terreux, d'aluminium, de fer et de silicium, avec un léger départ de ces éléments hors du profil. L'association végétale caractéristique de ces sols est la Sapinière à *Festuca silvatica* avec un humus généralement de type *mull*.

Les *sols bruns ocreux* couvrent des surfaces relativement étendues sur les hauts de versants et les zones de crêtes, en particulier au Nord du col de la Schlucht.

(\*) Podzolisation : processus lié, en climat tempéré, à une roche-mère acide et un humus acide peu actif, caractérisé par la migration vers le bas du profil du sol de complexes organo-minéraux, comprenant en particulier de l'alumine, du silicium et du fer. Les relations entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges ont été étudiées par B. Guillet (1972).

Rares sur le granité des Crêtes, on les rencontre sur tous les autres types de granites. Ils se caractérisent par un début de podzolisation qui se manifeste par l'individualisation plus ou moins nette d'un horizon d'accumulation (B) de teinte ocre. L'humus est très acide (pH voisin de 4 : *mull-moder* ou *moder*). Une Sapinière à Myrtille (*Vaccinium myrtillus*) est souvent établie sur les sols bruns ocreux. En altitude, ils sont souvent très humifères et couverts par la Hêtraie de l'étage montagnard à *Vaccinium myrtillus* et *Luzula albida*.

Les sols ocre podzoliques sont fréquents, mais occupent des surfaces beaucoup moins étendues que les sols bruns. Ils sont surtout représentés sur les hautes crêtes où ils sont généralement humifères. Le processus de podzolisation est beaucoup plus affirmé que dans les sols bruns ocreux et ils présentent un horizon d'accumulation ocre net. À la différence des podzols ils n'ont pas d'horizon de lessivage net (A<sub>2</sub>). L'humus est en général de type *moder*. La Hêtraie-Sapinière à *Luzula albida*, *Vaccinium myrtillus* et *Deschampsia flexuosa* s'accommode de ces sols.

Les sols podzoliques, sans horizon d'accumulation chimique (Bh) et les *podzols humo-ferrugineux*, à ébauche d'horizon d'accumulation humique occupent des surfaces très étendues sur le massif du Brézouard. Les podzols modaux sont rares. **Remarques sur les Hautes Chaumes.** Les Hautes Chaumes, prairie d'altitude riche en espèces dites subalpines, sont bien développées sur la crête principale des Vosges, du Tanet au lac Blanc. Elles sont établies sur une mosaïque de sols comprenant des sols bruns ocreux humifères, des sols ocre podzoliques humifères et des *rankers* cryptopodzoliques. Ces derniers sont des sols noirs, assez profonds (40 à 70 cm), à humus noir, épais et très peu évolué (*moder* pseudo-alpin) et horizon sous-jacent brun-noir (A,B), riche en composés humiques, en fer et en alumine qui dénotent le processus de podzolisation. Les sols cryptopodzoliques correspondraient aux Hautes Chaumes primaires, non colonisées par la forêt au Post-Glaciaire. Bien caractérisées plus au Sud au Hohneck (R. Carbiener, 1963, 1966), la prairie des Hautes Chaumes comprend l'association caractéristique de la bande à Vaccinies à *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Festuca rubra commutata*, *Nardus stricta*, *Agrostis vulgaris*, *Calluna vulgaris*, *Potentilla tormentata* et *Genista pilosa* (\*). Les surfaces en faible pente des Hautes Chaumes sont fréquemment accidentées par des microtourbières bombées et des formes de cryoturbation : les « buttes gazonnées » ou *thufur* décrites par G. Rempp et J.-P. Rothé (1935) qui en reconnaissent l'origine cryopédologique. R. Carbiener (1964) souligne le rôle de la mosaïque végétale, en particulier la répartition de *Vaccinium myrtillus* et de *Nardus stricta*, dans la genèse de ces buttes. Les pentes plus fortes (15 à 40°) sont souvent le siège de phénomènes de solifluxion nivale, les « escaliers de bourrelets de solifluxion » ou « sentier à vaches » ou « sol alpin à feston ». Ces gradins de 40 à 60 cm de hauteur ont été également décrits par G. Rempp et J.-P. Rothé (1935) et R. Carbiener (1964).

**Particularités des anciens cirques glaciaires, des fonds de vallons et zones déprimées de l'étage montagnard et des formations morainiques.** Sur les bords des anciens cirques glaciaires, les affleurements rocheux et les éboulis alternent avec des sols squelettiques ou *rankers* d'érosion à humus généralement acide (*moder*), plus évolués sur la partie inférieure des versants. J.-M. Hoeblich et J.-F. Schwing (1976) ont étudié le mode d'établissement de la végétation sur l'un de ces sites. Les *rankers* d'érosion se retrouvent sur les versants montagneux, à très forte pente, associés aux éboulis (E, EA) telle que la Droite de Longemer.

Les fonds de vallons non engorgés, mais assez humides de l'étage montagnard supérieur, à sols enrichis en bases par colluvionnement sont occupés par la

(\*) Auxquelles sont associées des plantes de montagne familières : la Gentiane jaune, l'Arnica, la Dent de lion, le Fenouil et l'Anémone des Alpes.

Mégaphorbiée sub-alpine à *Cicerbita alpina*, très riche en espèces (sols bruns peu acides à mésotrophes). Bien représentée sur le flanc nord du Hohneck, la Mégaphorbiée est rare dans le cadre de la feuille Gérardmer. Rappelons les tourbières acides à Sphaignes des fonds des anciens cirques glaciaires et des dépressions de l'étage montagnard, parfois entourées d'un *stagnogley* plus ou moins colonisé par l'Épicéa, le Bouleau et la Myrtille des marais (*Vaccinium uliginosum*), toxique. Les dépressions de bas de versant et les parties mal drainées des fonds des hautes vallées, enrichies en bases sont tapissées de gleys minéraux à *hydromull* où prospèrent les grands Carex et surtout la Reine-des-Prés [*Filipendula (Spiraea) ulmaria*].

Une mention particulière doit être faite pour les *formations morainiques*. Classiquement, elles sont considérées comme une roche-mère favorisant le processus de podzolisation. Les moraines lavées des versants et des bourrelets morainiques présentent ces propriétés. Par contre, les moraines de fond compactes et bien conservées constituent, même en pays granitique, un substrat peu perméable qui favorise la formation de sols hydromorphes et l'établissement de colonies de Sphaignes.

### **Sols et végétation sur les formations du Permien et du Trias**

Sur les formations du Permien, à couverture superficielle peu épaisse se sont formées principalement des sols bruns ocreux et sur les parties hautes des sols ocre podzoliques. La couverture forestière est essentiellement une Sapinière, ou une Pessière plantée, à *Deschampsia flexuosa* (Canche flexueuse), *Vaccinium myrtillus* et *Calluna vulgaris* dans les sites les plus secs.

La forêt de Champ, au Nord de Corcieux, la forêt de Kuhberg et les bois avoisinants au Sud d'Orbey, établis sur les grès du Trias, sont associés à des sols presque tous marqués par une nette évolution podzolique : sols ocre podzoliques, sols podzoliques, podzols humo-ferrugineux. Sur ces sols, la Sapinière à Canche flexueuse et Myrtille est plus ou moins entrecoupée de Pinède à Canche flexueuse, Myrtille et Callune. Moins filtrant que le Grès vosgien et les sables provenant de sa désagrégation, le Conglomérat principal est essentiellement la roche-mère de sols ocre podzoliques.

### **Sols sur matériaux alluviaux**

Ces sols ne sont bien développés que dans le bassin de la Meurthe et du Neuné. Dans les parties légèrement surélevées, ou en terrasse (parties hautes du cône **FGx** de Corcieux et terrasse **FGx** entre Anould et Saint-Léonard), le matériel alluvial grossier ou les limons de couverture sont les roches-mères de sols bruns alluviaux, généralement peu évolués. Ces sols sont cultivés (polyculture) ou couverts de prairies. Dans les zones basses et mal drainées se sont développés des sols alluviaux marmorisés et des sols alluviaux à *gley*. Très hydromorphes, ces sols sont entièrement occupés par des prairies.

## **DONNÉES GÉOTECHNIQUES**

Ces notes ont pour objet d'attirer l'attention des utilisateurs sur quelques particularités des principales formations géologiques représentées. Non exhaustives et non fondées sur des études spécialisées, elles ne doivent être utilisées qu'à titre indicatif. Étant donné la dispersion, plus ou moins grande, des affleurements qui ont permis de l'établir, la carte, à l'échelle de 1/50 000, ne peut fournir toutes les données géologiques précises de façon ponctuelle. À l'échelle du chantier elle donne un canevas, avec un inventaire aussi exhaustif que possible des différentes formations géologiques, qui doit être précisé par des sondages avant tous travaux importants. Elle permet, en particulier, une meilleure implantation et une meilleure interprétation des forages de reconnaissance.

Comme la plupart des pays de montagnes, les hautes Vosges sont soumises à de fortes contraintes liées à :

- la prédominance des terrains en forte pente,
- la fréquente hydromorphie des rares surfaces horizontales ou subhorizontales,
- la présence, en de nombreux endroits, d'affleurements de roche et de blocs rocheux,
- le grand degré de fracturation des roches et l'existence de nombreuses failles,
- les contraintes climatiques, en particulier les alternances gel-dégel en milieu humide,
- les contraintes du tourisme.

Rappelons enfin la forte contrainte de la protection des eaux souterraines, le massif vosgien ayant et devant conserver un rôle de château d'eau potable pour la région. L'intégration de tous travaux importants dans un plan d'aménagement, à l'échelle de la vallée ou même à celle du massif, s'impose de façon évidente.

### **Problèmes de terrassements et de stabilité des versants**

*En fond de vallée*, les travaux de terrassement peuvent être gênés par l'hydromorphie, liée à une nappe aquifère souvent subaffleurante. Des blocs, et même de la roche en place, peuvent être rencontrés dans des terrassements peu profonds, même s'ils n'apparaissent pas en surface, en particulier dans les anciennes vallées glaciaires. Les formations de tourbes sont généralement peu épaisses. Les anciennes moraines et les formations alluviales, souvent hydromorphes, posent plus de problèmes que les formations fluvio-glaciaires.

*Les versants* sont, dans le cas le plus général, recouverts par une formation superficielle meuble, épaisse de 2 à 3 m (formation de gélifluxion) recouvrant soit la roche en place et généralement fracturée, soit la roche altérée ou encore des moraines qui sont généralement peu perméables. Si la fraction fine des formations de gélifluxion a une composition sablo-limoneuse peu variable et très peu argileuse (voir tableaux 4 et 5), le pourcentage de biocaille rocheuse varie beaucoup, souvent même à l'échelle du mètre. Dans les fonds de vallons, les bas versants et les parties déprimées du versant peuvent se poser des problèmes d'hydromorphie. En tout point des versants, mais surtout dans les interfluves et les parties convexes, peuvent se rencontrer des chicots rocheux. La présence de nombreux blocs très anguleux et de même nature lithologique dans la formation superficielle est souvent un indice de roche en place à faible profondeur.

*Les arènes granitiques* affleurent assez souvent en haut de versant, mais on peut aussi les rencontrer en bas de versant où elles peuvent être hydromorphes. Elles sont localement très épaisses et elles renferment, par places, des blocs, des boules de granite ou des chicots rocheux. Le contact entre le granite sain et l'arène est progressif ou brutal ; il est souvent irrégulier, oblique et parfois même vertical. Quand les arènes sont hydromorphes, des décalements et des glissements en masse peuvent se former à partir des anciennes diaclases du granite.

*Les placages morainiques* sur les versants doivent être terrassés avec prudence. Ils sont souvent hydromorphes et peuvent recouvrir la roche saine, nettoyée et abrasée par le glacier avant le dépôt de la moraine. Des circulations d'eau au contact entre la moraine et la roche en place, insoupçonnables en surface, peuvent être à l'origine de poches d'eau et de glissement en masse du placage morainique.

Étant donné l'échelle de la carte et le masque de formations superficielles, nous n'avons figuré que les principales failles apparentes en surface. Le massif vosgien est en réalité haché de failles suivant plusieurs directions (voir paragraphe tectonique). Selon que l'on se trouve dans un faisceau de fractures ou dans une zone peu taillée, la distance entre les failles de même direction varie en général de quelques

mètres à quelques centaines de mètres. Certaines d'entre elles sont cimentées par une recristallisation plus ou moins complète de la roche (mylonites), mais beaucoup sont le siège de zone broyées et altérées avec venues d'eau. Les failles subverticales sont les plus nombreuses.

Une haute paroi rocheuse mise à nu devra être observée attentivement, même si la roche est peu altérée et peu gélivée. Des diaclases, avec parfois circulation d'eau, obliques ou parallèles à la paroi, peuvent s'ouvrir sous l'action du gel et entraîner la chute de blocs au dégel. La maille des diaclases est généralement très serrée dans les hautes Vosges et peut être inférieure au mètre.

### **Problèmes posés par les fondations**

La plupart des indications notées pour les terrassements intéressent également le domaine des fondations. La fréquence des chicots rocheux et des blocs augmente les risques de poinçonnement. Dans les sondages de reconnaissance, il convient de traverser la roche saine au moins sur 7 à 8 m pour déterminer s'il s'agit d'un bloc ou de la roche en place. La présence de roche saine sur plusieurs mètres de profondeur n'exclut pas l'existence de zones broyées ou arénisées plus en profondeur. L'altération a pu progresser en suivant des diaclases ou des failles obliques. Les travaux du tunnel de Sainte-Marie-aux-Mines, lors de la traversée du granite des Crêtes, ont encore rencontré des zones taillées arénisées, avec venues d'eau, à 400 m de profondeur. Ces faits doivent être pris particulièrement en considération pour l'ancrage d'ouvrages importants.

Les réseaux des anciennes galeries de mines sont souvent mal connus, voire totalement méconnus. Le Service des mines, les mairies et les associations s'occupant d'explorer les anciennes mines peuvent donner des informations utiles à ce sujet. Des galeries, généralement peu profondes, ont été creusées lors des hostilités entre 1914 et 1918. Elles sont nombreuses sur le versant alsacien.

Aucun épicentre sismique important n'est connu sur le territoire couvert par la feuille. Cependant, pour des constructions importantes telles que des barrages, il est nécessaire de tenir compte de l'influence possible de zones à sismicité relativement forte situées à proximité : région de Remiremont et Fossé rhénan.

### **Problème de réemploi des matériaux**

Les contraintes du pays montagneux donnent une importance particulière au réemploi des matériaux. Sur les versants, les déblais sont presque systématiquement employés comme remblais pour augmenter la surface horizontale dégagée par le terrassement. Le plus souvent, les déblais sont simplement déposés sur le versant au fur et à mesure qu'ils sont extraits par la pelleteuse. Par exemple, l'hétérogénéité d'une formation de gélifluxion peut être judicieusement exploitée en extrayant d'abord la partie riche en biocaille pour la base de remblai puis la partie plus riche en matrice fine.

Tous les matériaux pauvres en matrice fine peuvent être réutilisés comme matériaux de remblais et comme couches de fondation en viabilité. Les blocs peuvent être fragmentés. Les déblais hydromorphes pauvres en argile peuvent être réutilisés après séchage.

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### *HYDROGÉOLOGIE*

L'étude lithostratigraphique et l'analyse structurale de la coupure à 1/50000 Gérardmer permettent de délimiter diverses unités hydrogéologiques.

L'inventaire exhaustif des points d'eau de la carte confirme l'existence et la diversité des nappes, d'importance très variable, dont certaines sont notablement sollicitées pour l'alimentation des collectivités humaines et des industries.

### **Nappes des formations alluviales (Fz, Fy-z, Fy)**

Les alluvions de fond de vallée ont des extensions très limitées. Elles sont bien représentées dans le quart nord-ouest de la coupure, en rive gauche de la Meurthe, entre Anould et Saint-Léonard, suivant le cours du ruisseau de Mandray, du ruisseau de Taintroué et de la Mortagne ; ailleurs elles sont plus ou moins développées à Xonrupt, suivant le cours de la Vologne, de la Liepvrette à Sainte-Marie-aux-Mines et du ruisseau de la Morte en aval de la Croix-aux-Mines.

Elles sont constituées d'éléments souvent grossiers, de galets et parfois de sable (vallée de la Mortagne) ; dans ce cas, elles peuvent être le siège d'une nappe qui contribue pour une part sinon à l'alimentation, du moins à la régularisation du débit de certaines sources (réservoir-tampon) : vallée de la Mortagne et du ruisseau de Taintroué à Taintrux et vallée du ruisseau de Mandray à Mandray.

### **Nappes des formations fluvio-glaciaires (FGy, FG, FGx)**

Ces formations sont largement étendues dans les vallées de la Meurthe, de ses affluents et du Neuné ; leur extension est moindre mais encore notable dans la vallée des lacs (Gérardmer, Longemer, Retourhemer) et dans les vallées de la Weiss et de la Morte.

Ces dépôts sont généralement très grossiers, riches en petits blocs, gros galets et graviers ( $\geq 50\%$ ) de nature granitique, avec des lentilles sableuses très diversement représentées et relativement peu épaisses (quelques décimètres).

D'après les coupes géologiques des sondages, l'épaisseur de ces formations serait de l'ordre de 10 m (Corcieux, Anould et Saint-Léonard) ; les niveaux sablo-graveleux qui leur font suite sur 15 à 20 m d'épaisseur ont été assimilés le plus souvent à des produits d'altération du substratum.

La partie supérieure, plus particulièrement, de ces dépôts fluvio-glaciaires, est le siège d'une nappe notable dans la vallée du Neuné et très importante dans la vallée de la Meurthe. Les débits que l'on peut espérer obtenir sur les puits, par pompage, sont de l'ordre de 20 m<sup>3</sup>/h à Corcieux (débit spécifique : 2,35 m<sup>3</sup>/h/m), 30 m<sup>3</sup>/h à Saulcy (débit spécifique : 4,2 m<sup>3</sup>/h/m), 35 m<sup>3</sup>/h à Saint-Léonard (débit spécifique : 12,0 m<sup>3</sup>/h/m), 100 m<sup>3</sup>/h à Anould — le Souche (débit spécifique de 20 à 22 m<sup>3</sup>/h/m).

Du point de vue physico-chimique, les eaux sont acides (pH : 6), très douces (TH : 4 à 5° français), faiblement minéralisées (50 à 100 mg/l de résidu sec) de type bicarbonaté-calcique ; les teneurs en fer et manganèse sont généralement conformes aux normes de potabilité (0,04 à 0,3 mg/l et < 0,01 mg/l, respectivement). Dans la vallée des lacs, les vallées de la Weiss et de la Morte on ne peut mentionner que quelques puits de particuliers, peu profonds, qui suffisent cependant à couvrir les besoins des familles.

### **Nappes des formations glaciaires (Gy, G, Gx)**

Les moraines, témoins de l'existence d'anciens glaciers dans les Vosges, se rencontrent principalement dans les secteurs de Liezey, Barbey-Séroux, Gerbépal, la haute vallée de la Meurthe et de la Petite Meurthe pour le versant lorrain et essentiellement dans le secteur du lac Blanc, du lac Noir et du lac Vert pour le versant alsacien.

Elles sont constituées de matériaux très hétérométriques, à blocs, cailloux et galets emballés dans une matrice sablo-argileuse. Dans la zone concernée, elles sont particulièrement riches en gros blocs de granite et leur matrice est relativement sableuse. Les épaisseurs des dépôts sont très variables pouvant atteindre dans certaines conditions plusieurs dizaines de mètres.

Elles sont le siège de nappes, en fond de vallée ou le plus souvent perchées à flanc de colline. Dans certains endroits, et en particulier en aval des vallées glaciaires, des formations fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres peuvent être interstratifiées dans les moraines. Au Pré Chaussotte (feuille 1/50000 Bruyères, à l'extrémité ouest du lac

de Gérardmer), le sondage 340-8-4, profond de 50 m recoupe une formation glacio-lacustre interstratifiée entre deux formations morainiques. La nappe est captée par forage pour l'alimentation en eau potable d'un lotissement ; le débit obtenu en pompage peut atteindre 35 m<sup>3</sup>/h avec un débit spécifique de 12 m<sup>3</sup>/h/m. L'eau est acide (pH : 5,75), très douce (2° 6 français), peu minéralisée (résidu sec : 110 mg/l), de type chloruré-sodique et bicarbonaté-calcique, avec une teneur en fer assez importante (1,2 mg/l).

À flanc de colline, les nappes présentent souvent des exutoires (Barbey-Sérour, Gerbépal, Plainfaing, lac Vert) au débit généralement faible, inférieur à 1 l/s ; elles sont parfois captées pour les besoins de particuliers ou même pour certaines par la ville de Gérardmer : source de la Goutte Langelot, très peu minéralisée (p à 20 °C : 28700 ohms, cm), très douce (0° 5 français), mais acide (pH 5,8).

### **Nappes des formations d'altération**

Les formations d'altération des granites et des gneiss, les arènes, sont localisées dans les zones à relief mou, en dehors des anciens domaines glaciaires. Elles sont représentées par un mélange de graves, de sables grossiers et de fines de même nature que la roche sous-jacente dont l'épaisseur et l'étendue sont très variables (quelques mètres généralement à quelques dizaines de mètres : lac Noir).

L'importance de la nappe et la réserve en eau disponible sont donc directement en rapport avec le développement du dépôt. L'alimentation est liée essentiellement aux précipitations, le mur de l'aquifère étant constitué par la roche saine en profondeur. Les exutoires issus de ces formations sont très nombreux, répartis à toutes les altitudes, dans les zones d'affleurement des *roches-mères* dont le rôle *transmissif* ne peut être dissocié du rôle *capacitif* de l'arène. Les fluctuations de débit sont en relation directe avec les variations de l'alimentation ; les sources à gros débit sont rares ; les caractéristiques physico-chimiques de l'eau s'inscrivent entre les extrêmes suivants : pH : 5,8 à 7,15, dureté : 0° 5 à 8° 2 français, résistivité : 8000 à 94000 ohms, cm à 20 °C. C'est une eau très peu minéralisée, bicarbonatée-calcique et magnésienne et chlorurée-sodique.

### **Nappes des formations du Secondaire**

Les grès du Trias (Grès bigarré, Conglomérat principal et Grès vosgien) affleurent dans l'angle nord-ouest du territoire de la coupure, en couronnement sur les hauteurs de Vanémont — la Houssière et dans l'angle sud-est au Noirmont et au Rain des Chênes à la faveur des nombreux accidents qui affectent le secteur. La nappe d'eau qu'ils contiennent donne naissance à de nombreux exutoires qui se situent dans la majorité des cas au sein du Grès vosgien, dans des niveaux d'éboulis plus ou moins argileux, parfois au toit de formations de fonds de vallon (vallon de Noiregoutte) ou alluviales (vallée de la Mortagne), parfois encore au toit des niveaux du Permien (Vanémont).

Les débits de ces sources sont généralement faibles en étiage ; pourtant certaines sources ont été captées pour des alimentations en eau potable (la Bosse de l'Écureuil). Les caractéristiques physico-chimiques des eaux s'inscrivent entre les extrêmes suivants : pH : 5,8 à 6,2 ; résistivité à 20 °C : de l'ordre de 34 000 ohms, cm ; dureté : 0° 5 à 5° français.

### **Nappes des formations du Primaire**

Les grès du Permien servent de soubassement aux grès du Buntsandstein ; ainsi, comme les formations précédentes, ils n'affleurent que dans l'angle nord-ouest du territoire de la carte, encadrés par la vallée de la Meurthe et la vallée du Neuné. Les points d'eau issus de ces niveaux se répartissent à toutes les cotes et il n'est pas possible de les grouper en niveaux de sources bien définis.

Les débits des sources sont généralement très faibles et ils subissent de

grandes fluctuations ; malgré cela, certains points sont cependant captés pour l'alimentation partielle de la commune de Saint-Léonard (source au lieu-dit Saru).

La nappe des grès du Permien a été également sollicitée par pompage dans les forages de la laiterie-fromagerie Marcillat et de la Société Asmar à Corciéux. Les débits prélevés sur le puits de la fromagerie atteignent  $30 \text{ m}^3/\text{h}$ , par contre les débits prélevés sur les trois ouvrages de la Société Asmar ne dépassaient pas 12 à  $15 \text{ m}^3/\text{h}$  pour chacun d'eux.

Du point de vue physico-chimique, l'eau est acide (pH : 5,8 à 6,5), très agressive d'après l'essai au marbre ; la dureté et la minéralisation sont faibles (bicarbonates de calcium et magnésium et chlorure de sodium essentiellement), mais la teneur en fer est souvent excessive, pouvant atteindre 3 à 6 mg/l.

### **Substratum cristallin des Vosges**

Sur la coupure Gérardmer, le substratum cristallin est très largement représenté tant sur le versant alsacien que lorrain. Un rapide examen de l'inventaire des points d'eau de la région montre qu'une majorité d'entre eux sont localisés dans ces formations et qu'ils sont même très souvent captés pour l'alimentation en eau des collectivités : Anould (*pro parte*), Fraize — Plainfaing, Gérardmer, Xonrupt-Longemer, Gerbépal, le Valtin, le Bonhomme, la Croix-aux-Mines, Sainte-Marie-aux-Mines, Lapoutroie, Orbey, Sultzeren, etc. ; on ne peut donc qu'admettre qu'il existe des ressources en eaux souterraines, éventuellement disponibles, dans le substratum cristallin des Vosges (sens large). Ces roches revêtent une très grande variété pétrographique. La plupart d'entre elles sont souvent très fissurées, surtout à proximité des grandes zones de faille telle que la faille de Sainte-Marie-aux-Mines. En outre, beaucoup de roches sont assez profondément altérées. Ainsi, en fonction de leur degré de fissuration et d'altération, les uns et les autres se prêtent plus ou moins à la propagation et à l'accumulation d'eau dans les zones particulièrement cataclasées de contact entre deux formations ou bien aux abords immédiats des grands accidents.

C'est ainsi que nous avons relevé de nombreuses sources dans les gneiss de la Croix-aux-Mines et de Sainte-Marie-aux-Mines, dans les granites à grain grossier du Valtin, dans le granite des Crêtes, dans le granite porphyroïde de la Schlucht et du Bonhomme, enfin dans le granite à biotite « cloisonnante » et les granites hétérogènes du versant alsacien entre Sultzeren et Orbey, etc.

Les émergences sont diffuses et donnent de faibles débits.

Du point de vue physico-chimique, les eaux sont très faiblement minéralisées et très douces ; le pH est légèrement acide et la dureté très faible, inférieure à  $1^\circ$  français ; en outre la température ne dépasse que rarement 6 à  $7^\circ \text{C}$ . Exceptionnellement, l'analyse de l'eau de la galerie de Suscité et de la source Weiler à Sainte-Marie-aux-Mines a révélé une eau à pH basique (7,2 à 7,9), plus dure (4 à  $6^\circ 6$  français) et moyennement minéralisée.

Du point de vue bactériologique, ces eaux sont généralement exemptes de germes pathogènes.

Les forages réalisés dans le substratum cristallin des Vosges sont peu nombreux et les informations hydrogéologiques y sont rares. Dans le secteur de Gérardmer-Xonrupt, les forages réalisés traversent le granite sur plusieurs dizaines de mètres, mais sous couverture fluvio-glaciaire, si bien qu'on ne peut pas savoir précisément la part qui revient à chaque aquifère sollicité. Au lotissement Houot, le débit prélevé est de 6 à  $7 \text{ m}^3/\text{h}$  ; il n'est que de 1 à  $1,2 \text{ m}^3/\text{h}$  au Centre de vacances de la F.O. L. Moselle et il est de quelques centaines de litres/jour à la Roche-du-Page. L'eau prélevée dans ces ouvrages est de bonne qualité.

## SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES

Dans le cadre de la feuille Gérardmer, les exploitations actives de matériaux sont peu nombreuses. Cette faible importance de l'industrie d'extraction est liée à des causes diverses : la fracturation intense des roches sur de grandes étendues (pierre marbrière), la proximité de très gros gisements concurrentiels à faible distance (sables et graviers d'alluvions du Rhin et de la Moselle), de fortes contraintes, mais aussi l'insuffisance de la prospection et de l'inventaire des richesses potentielles et un manque d'organisation d'ensemble dans la recherche des débouchés et la rationalisation de l'industrie extractive. Malgré les fortes contraintes, il ne faut pas exclure *a priori* l'ouverture de carrières qui après exploitation et réaménagement du site peuvent libérer une surface plane utile aux besoins locaux.

### Pierre marbrière

Le territoire couvert par la feuille renferme des roches granitiques variées. Elles sont souvent assez profondément altérées et fracturées selon une maille serrée. Ces inconvénients limitent beaucoup les gisements intéressants. Actuellement l'exploitation est centrée sur les granites sombres qui sont l'objet d'une forte demande. Les variétés porphyroïdes du granite syncinématique ( $\gamma_{1d}$ ) sont exploitées au Sud de Barbey-Séroux, aux Tronches, sous le nom de gris-noir de Lorraine. Le granite des Crêtes, activement exploité dans la région de la Bresse (feuille à 1/50000 Munster) sous les noms de granite gris-bleu et gris-noir des Vosges, a été l'objet d'une tentative d'exploitation au Chipai dans la partie sud-ouest du massif de Sainte-Marie-aux-Mines. Bien que la carrière se situe déjà à plus de 3 km de la faille de Sainte-Marie, le granité apparaît assez fracturé. Le granité porphyroïde type Roche des Fées est l'objet d'une extraction artisanale très modeste près de l'affleurement-type au bord de la route des Crêtes, 10 km au Nord du col de la Schlucht.

Un petit massif de vaugnélite a été exploité à Barançon, à l'Est de Plainfaing, comme granite noir.

En raison de leur bel aspect, tous les granites porphyroïdes sont susceptibles d'être taillés en pierre marbrière ( $\gamma_a^3$   $\gamma_{1-2b}$ ,  $\gamma_{1-2A}$ ,  $\gamma_{1-2}$ ,  $\gamma_{1d}$  ; certains faciès des granito-gneiss).

Parmi les roches sombres (granites, noirs), les vaugnélites les plus riches en amphibole et en petites biotites paraissent les plus favorables. Plus grossières et œillées de feldspaths clairs, les durbachites se présentent en gisements de largeur très limitée, dans une zone très tectonisée. Très tenaces, les kersantites du massif de Sainte-Marie-aux-Mines ont une teinte plus grise.

Parmi les roches claires, citons certains faciès des migmatites de Gerbépal, roses à taches vert foncé, qui pourraient être utilisés à des fins décoratives. Les calcaires cristallins, en particulier ceux du Chipai, pourraient être utilisés comme marbre.

Les versants qui ont été rabotés par les glaciers quaternaires présentent généralement des affleurements de roches fraîches.

### Concassé et granulats

Pratiquement toutes les roches du socle granitique sont susceptibles d'être utilisées comme matériaux durs. La plupart d'entre elles ont été exploitées dans des carrières de dimensions généralement très modestes, presque toutes abandonnées ou exploitées épisodiquement, que l'on trouve au bord des routes ou des chemins forestiers. Seule la carrière d'Arrentès-de-Corcieux, dans le granite de Remiremont, est relativement importante. Notons que la carrière de calcaire cristallin du Chipai est actuellement exploitée (matériaux d'empierrement).

Les roches à grain fin sont généralement les plus résistantes et les moins altérées, en particulier les roches pauvres en quartz et en mica (kersantites). La bonne

fracturation des roches est un facteur favorable à leur exploitation en concassé. Les éboulis assités, riches en petits fragments rocheux longs de quelques centimètres, sont particulièrement intéressants. Ils sont exploités au Valtin et dans le défilé de Straiture. Les formations périglaciaires de versant riches en petits fragments rocheux sont localement exploitées.

### Sables et graviers

Les alluvions fluvio-glaciaires (**FGy**, **FGx**) donnent les gisements les plus intéressants (analyse granulométrique sur tableaux 4 et 5). Dans la vallée de la Meurthe, elles ont été exploitées à Anould et à Ban-sur-Meurthe, en aval de Clefcy ; elles sont actuellement exploitées, à une échelle industrielle, plus en aval, entre Saulcy-sur-Meurthe et Saint-Dié (feuille à 1/50 000 Saint-Dié). Deux petites carrières ont été ouvertes dans la dépression de Corcieux qui recèle les gisements les plus intéressants. Beaucoup plus hétérogènes, les dépôts juxtaglaciaires **FGyaK** sont exploités à Xonrupt, au Blanc-Ruxel.

En forêt de Champ, le Conglomérat principal (**t1c**) qui couronne le Grès vosgien du Trias, localement mal cimenté, est exploité en gravières pour l'empierrement des chemins forestiers.

Les arènes granitiques sont utilisées localement comme sable (granulométrie sur tableau 4).

### Tourbes

Les tourbes acides à Sphaignes ont été exploitées pour la papeterie (col du Martimpré) ou comme support d'engrais. Ce type de tourbe est actuellement très recherché pour la culture sous châssis.

Nombreux, les gisements ont cependant une extension très limitée et la plupart d'entre eux se situent dans des sites touristiques (anciens cirques glaciaires).

### Substances diverses

Rappelons, pour mémoire, les minuscules gisements de *houille* d'Échery et du Bonhomme (h4) jadis prospectés, la *dolomie* de Mandray, en gîte résiduel, les *calcédoines* et *agates* des zones de failles. Les filons de quartz sont relativement peu nombreux, peu puissants et impurs. Les filons de pegmatites sont rares et peu épais. Les vaugnérites contiennent une forte proportion de mica *phlogopite* (30 à 40 %, parfois plus).

## GÎTES MINÉRAUX

### Historique sommaire de l'exploitation minière

Les filons plombifères de Sainte-Marie-aux-Mines (Altenberg) et de la Croix-aux-Mines ont été découverts vers le IX<sup>e</sup> siècle et exploités assez intensivement au Moyen Âge, d'abord par la méthode des *pingen* (petits puits au jour ; il y en a une soixantaine sur le filon de Traugott à l'Altenberg), ensuite par galeries. L'activité cesse à Sainte-Marie-aux-Mines au XIII<sup>e</sup> siècle, pour reprendre au début du XVI<sup>e</sup> siècle, époque où se produit une immigration massive de mineurs venus d'Europe centrale (au nombre de 3 000). Le Neuenberg est découvert en 1549. 150 kilomètres de galeries ont été creusés durant cette période, la production annuelle d'argent atteignant 3,5 t (sans compter la Croix-aux-Mines). Cette période est marquée par les trouvailles de blocs énormes d'argent natif. Les comtes de Ribaupierre, relevant de l'empereur d'Autriche, et les ducs de Lorraine se partageaient les terres exploitées, les premiers à l'Altenberg et au Neuenberg, les seconds sur le versant lorrain du val de Liepvre et à la Croix-aux-Mines.

Vers la fin du siècle, les puits s'approfondissent (jusqu'à 370 m au-dessous du niveau des vallées), ce qui rend l'extraction coûteuse et amoindrit les bénéfices. Le

coût de la vie augmente, tandis que la valeur de l'argent-métal diminue. Les zones riches des filons sont déjà défilées et on attaque les zones profondes plus pauvres. Il en résulte une baisse régulière de production et le déclin de toute l'activité minière. Vers 1635, la guerre de Trente Ans apporte la ruine.

L'exploitation allait renaître au début du XVIII<sup>e</sup> siècle. La découverte de cobalt à Sainte-Marie-aux-Mines (industrie *du smalt*) est à l'origine d'une nouvelle période d'activité qui, sans atteindre la prospérité d'antan, se poursuivra avec plus ou moins de bonheur jusqu'à la Révolution. L'extraction se concentre sur l'argent, le cuivre et le plomb, et les trouvailles sont fréquentes.

Le gros filon de la Croix-aux-Mines fournit alors jusqu'à deux tonnes d'argent par an. Une série de catastrophes met fin subitement, vers 1760, à cette prospérité retrouvée.

Au XIX<sup>e</sup> siècle, les sociétés dilapident leurs capitaux dans le dénoyage et la remise en état des anciens travaux, ce qui exclut toute exploitation rentable. 630 personnes sont encore employées à Sainte-Marie-aux-Mines durant la période 1899-1905. La Croix-aux-Mines est encore active de 1924 à 1946.

## District de Sainte-Marie-aux-Mines

### Présentation générale

Il s'agit du premier district filonien argentifère français : au moins 240 t d'Ag, 80 000 t de Pb, 3 000 à 5 000 t de Cu.

Étendu sur 12 km en longueur au sein du groupe des gneiss à grenat, le champ filonien (dont la moitié environ apparaît sur la feuille Gérardmer) fut exploité au moyen de 725 mines et recherches (voir tableau 8 et schéma en marge de la carte). Il peut être divisé en quatre secteurs.

a. L'Altenberg, au Sud immédiat de Sainte-Marie-aux-Mines, comprend des filons essentiellement plombifères N—S.

b. Le Neuenberg, au Sud et Sud-Ouest d'Échery, renferme des filons E—W à minéralisation variée, à dominante cupro-argentifère.

c. Le Versant lorrain, ainsi nommé car il s'étend en rive gauche de la Liepvette, domaine ayant appartenu aux ducs de Lorraine, entre Sainte-Marie-aux-Mines et Liepvre, n'apparaît que sur les feuilles Saint-Dié et Sélestat ; il comprend des filons W. NW—E. SE à minéralisation variée.

d. Le petit secteur de Blutzenberg, le seul à être encaissé dans les gneiss à sillimanite, non loin du contact avec le granite du Brézouard, renferme une paragenèse qui se rapporterait plutôt au type Altenberg.

On estime à 200 km le développement du réseau minier ; la réouverture progressive des travaux et leur exploration par les méthodes de la spéléologie minière se réalisent dans le cadre d'activités de loisirs (38 km de réseaux explorés au 1/1/1978) ; elles permettent l'étude du district sur les plans de l'histoire, de l'archéologie et de la géologie.

### Minéralisation

À l'heure où nous écrivons cette notice (janvier 1978) plus de 110 espèces ont été décrites ou déterminées ; d'autres sont à l'étude, plusieurs sont des premières descriptions mondiales.

La succession paragenétique simplifiée est la suivante :

0. Formation à calcite, pyrite, hématite, très localisée (mine Gabe-Gottes).
1. Formation quartzreuse et carbonatée à calcite, avec tétraédrite et chalcopryrite, suivie d'une venue de barytine (silicifiée), avec un peu de fluorite.
2. Formation à arsénifères de fer, de cobalt et de nickel, associés à de l'arsenic natif et de la tétraédrite, dans une gangue carbonatée (calcite et dolomite).

3. Formation à galène, blende (relativement claire), tétraédrite, chalcopyrite, avec calcite  $\pm$  sidérose.

4. Formation à fluorite-barytine (abondante dans les parties hautes des filons) avec rares sulfures.

5. Formation carbonatée tardive (ankérite), avec minéraux nobles d'argent (argents rouges, argent natif, etc.) dont une partie peut-être d'origine supergène.

La répartition quantitative de ces différentes formations varie cependant beaucoup d'un groupe de filons à l'autre et même souvent d'un filon à l'autre.

La formation 3 constitue à elle seule la quasi-totalité du remplissage des filons N—S du secteur de l'Altenberg (la formation 2 peut s'y ajouter en faible quantité).

Principal métal autrefois recherché, l'argent était extrait des cuivres gris et de la galène, mais on rencontrait des quantités non négligeables de minerais nobles d'argent ; l'argent natif, d'origine en général hypogène, se présentait en blocs pouvant atteindre plusieurs centaines de kilos.

Une originalité est à signaler : l'arsenic abonde à l'état natif dans les trois filons les plus méridionaux du Neuenberg, qui présentent du reste la paragenèse la plus complète. Le bismuth, sous diverses formes, est très rare ; l'antimoine est contenu dans les tétraédrites, plus rarement dans la bournonite.

Les gangues sont monotones dans les secteurs de l'Altenberg (sidérite) et du Blutenberg (quartz et sidérite), variées au Neuenberg (quartz, calcite, dolomite, ankérite, barytine, fluorite dans la partie sud).

La zone d'oxydation n'est vraiment développée que dans le filon de Saint-Jean (au moins 15 minéraux d'oxydation du cuivre, par exemple) et au Blutenberg, un des plus beaux «chapeaux de fer» des Vosges (17 espèces d'oxydation, H. Bari, 1977) ; par contre les arséniates et sulfates de néoformation sont fréquents dans les anciens travaux.

### **Tectonique (\*)**

a. Le secteur de l'*Altenberg* comprend des filons de direction N—S à NE—SW à caractère de cisaillements, notamment la grande fracture de Traugott, formée de plusieurs veines juxtaposées sur une largeur d'une centaine de mètres, étendue sur 4 km en direction N 10° E. Les deux tiers méridionaux de cette fracture apparaissent sur le territoire de la feuille Gérardmer. La minéralisation, lenticulaire, plus ou moins bréchiforme, semble décroître à la profondeur d'environ 300 m au-dessous de la surface topographique inclinée du Sud au Nord. Le filon de Traugott a été exploité sur une dénivellation de 800 mètres.

b. Le secteur du *Neuenberg* renferme 7 filons principaux N 80° à N 120° E à caractère de fentes de tension ; ce sont du Sud au Nord les filons de Saint-Jean, Saint-Jacques, Saint-Guillaume, Saint-Louis, Haus Rappoltstein, Saint-Christien et Saint-Paul. Le plus important (Saint-Jean) fut exploité sur un allongement de 1 500 m et une hauteur de 550 mètres.

Les filons sont recoupés par une série de failles NE—SW ; ce sont ces fractures qui sont, plus à l'Est, le siège des minéralisations de l'Altenberg.

Dans les plans des filons, les minéralisations riches sont réparties en lentilles dont l'extension verticale n'excède guère 200 à 300 m, passant dans la hauteur et la profondeur à des zones pauvres ou stériles.

### **Classification paragénétique (P. Fluck, 1977)**

D'après leur paragenèse primaire, les filons du district de Sainte-Marie-aux-Mines sont à rapporter au type *poI* (association polymétallique pauvre en sulfures de fer) de la classification de Bernard établie dans le massif de Bohême et proposée pour l'ensemble de l'Europe moyenne.

(\*) Des deux principaux secteurs représentés sur la feuille Gérardmer.

Les venues à Co-Ni ne semblent pas correspondre au type *acn* (Ag-As-Co-Ni ± Bi), équivalent du Bi-Co-Ni de l'Erzgebirge ; elles seraient plutôt liées à une particularité lithologique de l'encaissant, le développement important des amphibolites.

Dans le Nord du district (secteur Versant lorrain) plus près de la surface de contact du granite des Crêtes, les paragénièses pourraient traduire une tendance vers le type *k-pol* (association polymétallique riche en sulfures de fer) : la pyrite est plus fréquente, parfois accompagnée de pyrrotine et mispickel ; la bournonite apparaît ; la blende est de couleur sombre, les tétraédrites très antimonifères et argentifères.

#### **District de la Croix-aux-Mines**

Le faisceau filonien, un des plus importants de France, comprend essentiellement un « gros filon » dirigé sensiblement N—S, dont la longueur totale atteindrait 7 km (les indices minéralisés se prolongeraient jusqu'aux environs de Fraize) ; toutefois, les seules exploitations importantes (mines Saint-Nicolas, Saint-Jean et Saint-Paul) étaient toutes concentrées dans la partie sud, entre la Croix-aux-Mines et le Chipai (soit sur une distance de 2 km). Sur ce « gros filon » seraient branchés des filons accessoires, tous dirigés N. NE—S. SW, qui sont : le filon de Saint-Marc au Sud, le filon des Aulnats à l'Ouest, et le filon de la Paroisse, à l'Est près du centre du village de la Croix ; les deux premiers présenteraient une minéralisation différente, essentiellement cuprifère.

Le « gros filon », qui a été exploité sur une dénivelée totale de 260 m, est constitué, en fait, par une épaisse zone tectonisée, assez sinuose dont la puissance varie de 15 m à 100 m, présentant un pendage général vers l'Est (55 à 65°). Le mur est souvent très net, bien marqué par des miroirs de faille ; le toit est moins bien délimité. Toute la zone tectonisée enveloppe les roches (gneiss et granites saccharoïdes roses) généralement très altérées, kaolinisées, qui sont parcourues par des systèmes de filons bréchiques siliceux et, en fait, le gisement n'est pas un « gros filon » mais plutôt un gros stockwerk.

Dans ce stockwerk, on peut grouper les éléments de la façon suivante :

- a. des veines de direction nord-ouest, à pendage nord-est, peu nombreuses mais très riches ;
- b. des veines de direction nord-est, à pendage sud-est, moins riches ;
- c. des veines de direction N—S, stériles.

La minéralisation, bréchiforme, comprend essentiellement de la galène (parfois en gros cristaux) associée à de la sidérite ; du quartz tardif apparaît. Au microscope, la galène est assez nettement anisotrope et renferme des inclusions de cuivre gris et de chalcopryrite, plus rarement de pyrite, marcasite et bournonite.

Dans les travaux les plus profonds se rencontre, en assez grande quantité, de la blende, ce qui peut faire soupçonner l'existence d'une zonalité verticale. Quand la blende est associée à la galène, cette dernière la remplace nettement.

Le gisement était réputé très argentifère et on y a trouvé effectivement des minéraux d'argent. Parmi ceux-ci, l'argent natif arborescent était abondant dans le filon de la Paroisse. Par ailleurs, la tétraédrite aurait été le principal minerai du filon de Saint-Marc.

La zone d'oxydation est très développée et a fourni de très beaux cristaux de cérusite et de pyromorphite.

Comme celle des filons de l'Altenberg, la minéralisation de la Croix-aux-Mines, qui lui est tout à fait comparable, semble synchronique de la troisième venue du district de Sainte-Marie-aux-Mines.

Il est délicat d'établir des estimations de production pour le district de la Croix-aux-Mines, les données étant pour le moment trop fragmentaires. Celle-ci devait cependant être importante, les mines ayant été exploitées durant huit siècles. L'ordre de grandeur serait d'au moins 100 000 t de plomb métal et 150 t d'argent.

### Occurrences variées

- *Cuivre (oxydés) stratiforme* dans le Permien (couches de Frapelle) à Anozel, à cheval sur la feuille Saint-Dié (voir cette notice) ; remaniement d'un filon sulfuré en profondeur.
- *Indices minéralisés* à Mandray, Bénifosse, Anould, Hervafaing, Habeauru, cités dans d'anciennes archives, pour la plupart non retrouvés.
- *Filons à sidérite et barytine* (à peu près E—W), avec très rares mouches de cuivre, dans les gneiss à sillimanite en marge du district de Sainte-Marie-aux-Mines, reconnus par d'anciennes recherches au Chauffour, à la Fille Morte et au Grosstal (feuille Colmar).
- *Filonnets à barytine-fluorite ± calcite-hématite* dans le granite des Crêtes (Wustenloch à la Petite-Liepvre).
- *Très nombreux filonnets à quartz-hématite* (en très beaux cristaux, cités dans Lacroix, Minéralogie de la France) — goethite — barytine et fluorite tout à fait accessoires, dans la bordure ouest et nord-ouest du granite à deux micas du Brézouard.
- *Indice bismuthifère du Brézouard* dans le granite de ce nom, situé au flanc sud-est du massif (R. Weil, A. Siat et P. Fluck, 1975) ; original dans les Vosges ; emplectite, chalcopyrite, hématite, quartz ± barytine, oxydés : bismuthite, eulytine.
- *Hématite* dans le granite au Creux d'argent, près d'Orbey et au Valtin.
- *Filons quartzeux à hématite* dans le granite fondamental au voisinage de microgranites, près de Straiture ; localement, une venue cupro-cobaltifère a été observée (M. Poirot, 1961, note manuscrite) ; petits cristaux de safflorite, tétraédrite, chalcopyrite, mispickel et pyrite.
- *Hématite* (?) au Nord de Gérardmer (d'après documents anciens) autrefois recherchée. *Indices de cuivre* dans la région de Gérardmer, peut-être à rattacher au type Straiture (voir aussi feuille Munster).
- Un sondage pour recherche d'eau, exécuté au lieu-dit Béaba (5-34, 500 m à l'Ouest de Xonrupt-Longemer), a rencontré, entre 30 et 45 m de profondeur (fond du sondage), des *indices de fluorite* dans le granite à biotite, faciès porphyroïde, □1-2A.

### DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

#### DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

- Le *Guide géologique régional Vosges-Alsace* (voir à la rubrique bibliographie : J.-P. von Eller et al., 1976) donne 6 itinéraires traitant des principaux aspects de la géologie du territoire couvert par la feuille Gérardmer (itinéraires XIII, XIV, XV, XVIII, XIX et XX).
- Le *Guide géologique régional Lorraine* (à paraître en 1979, Masson et C<sup>ie</sup>, éd., Paris) complètera le guide Vosges-Alsace, pour le versant lorrain des Vosges.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BARI H. (1977) — Minéralogie du Blüttenberg (district de Sainte-Marie-aux-Mines). *Pierres et terres* (Bull. section spéléo. minière du CAES du C. N. R. S. Strasbourg), 12.
- BASTIDE D., LAUMONDAIS A., MUTIN P. et TARDY Y. (1961) — Stage dans les Vosges cristallines : étude d'un secteur compris entre le col des Bagenelles et le col du Bonhomme. Rapport E. N.S. G. Nancy, 70 p.

- BONHOMME M. (1964) — Âge, par la méthode au strontium, de quelques granites des Vosges moyennes. *Sciences de la Terre*, X, 3-4, p. 385-393.
- BONHOMME M. (1967) — Âge, par la méthode au strontium, des micas du granite des Crêtes (Vosges). 92<sup>e</sup> congrès des Sociétés savantes, Strasbourg, t. 11, p. 339-340.
- BONHOMME M. (1967) — Âge radiométrique de quelques granites des Vosges moyennes. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 20, 1, p. 101-106, Strasbourg.
- BONHOMME M. et FLUCK P. (1973) — Rb-Sr dating on granulite type formations of the Bagenelles pass, middle Vosges. Third european colloquium of geochronology, Oxford, 4-8 sept. 1973, abstracts, p. 13-15.
- BONHOMME M. et FLUCK P. (1974) — Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). Mise en évidence et datation de deux épisodes de métamorphisme. *Sci. géol.*, bull. 27, 4, p. 271-284, Strasbourg.
- BONN F. (1970) — Les dépôts glaciaires de la haute vallée de la Vologne : contribution à l'étude du Quaternaire du massif vosgien. *Bull. du B.R.G.M.*, (2<sup>e</sup> série), sect. I, n° 1, p. 17-27.
- BONNEY T.-G. (1887) — Note of specimens of the Rauentals serpentine. *Geol. Magazine*, p. 65-70.
- CABELLO O., TRICART J. (1968) — Pétrographie et altération de quelques formations sableuses vosgiennes. *Rev. Géomorphol. dynam.*, Fr., n° 3, p. 118-138, 13 fig.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) — Initiation à l'étude des sables et des galets, t. III, valeurs numériques. Paris, C. D. U.
- CAMBOLY J. (1966) — Étude pétrographique et géochimique des granites de la région de Vic-Habeauru (Vosges) et de leurs enclaves. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, ronéo, 87 p., Nancy.
- CAMBOLY J., HAMEURT J. et ROCCI G. (1967) — Relations génétiques entre vaugnérîtes et kersantites et hypothèse originale sur la genèse des lamprophyres des Vosges. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 264, p. 25-28.
- CARBIENER R. (1963) — Les sols du massif du Hohneck ; leurs rapports avec le tapis végétal. Le Hohneck, livre centenaire de l'Ass. phil. Als. Lorr., p. 103-156.
- CARBIENER R. (1964) — Étude de la genèse des « réseaux de buttes gazonnées » ou « thufur », une forme de sol cryoturbé dans les hautes Vosges. *C. R. Acad. Sci.*, France, t. 258, p. 5503-5506.
- CARBIENER R. (1966) — La végétation des hautes Vosges dans ses rapports avec les éléments locaux, les sols et la morphologie. Comparaison avec la végétation subalpine des moyennes montagnes d'Europe occidentale et centrale. Thèse Sciences Paris-Orsay, 120 p.
- CARRIÈRE P. (1853) — Recherches sur la chaux carbonatée dans les Vosges. *Mém. Soc. Hist. nat. Strasbourg*, 4, 33 p.
- DARMOIS-THÉOBALD M. (1974) — Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). *Ann. sci. univ. Besançon*, géologie, 3<sup>e</sup> série, fasc. 21, 1973, p. 113-129, 1 carte h. t.
- DARMOIS-THÉOBALD M., DENEFLÉ M. et MÉNILLET F. (1976) — Tourbières de moyenne altitude de la forêt de Haute-Meurthe (Vosges, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1976-2, p. 99-107.
- DELBOS J. et KOECHLIN-SCHLUMBERGER J. (1867) — Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin. 2 tomes, Mulhouse.

- DELESSE A. (1851) — Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges ; calcaire saccharoïde du gneiss. *Ann. mines*, 4, 20, p. 151-182.
- DIRECTION DES MINES (1949) — Ministère de l'Industrie et du Commerce. Les tourbières françaises. Atlas, Paris.
- DIRECTION DÉPARTEMENTALE DE L'ÉQUIPEMENT ET DIRECTION DÉPARTEMENTALE DE L'AGRICULTURE DU HAUT-RHIN (1966) — Prospection géophysique dans les vallées de la Thur et de la Liepvrette. C-Liepvrette, Ste-Marie-aux-Mines et site de barrages, 1 rapport, 17 p., 2 cartes h. t., 3 pl. h. t.
- DOUBINGER J. (1965) — Sur l'âge des gisements houillers des Vosges. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 2, p. 49-64, Strasbourg.
- DUBOIS et HATT J.-P. (1930) — Tourbières et modification forestière post-glaciaires des Vosges moyennes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, p. 674-675.
- ELLER J.-P. von (1958) — Quelques données nouvelles sur la géologie du socle cristallin entre Ribeauvillé et Sainte-Marie-aux-Mines. *Bull. Serv. Carte géol. Als Lorr.*, 11, 2, p. 51-58, Strasbourg.
- ELLER J.-P. von (1960) — Sur l'extension des «durbachites» et autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 1, p. 15-18.
- ELLER J.-P. von (1961) — Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als Lorr.*, 19, 160 p.
- ELLER J.-P. von, FLUCK P. et HAMEURT J. (1970) — Carte géologique des Vosges moyennes, partie centrale et partie orientale. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, t. 23, n° 1, p. 29-50.
- ELLER J.-P. von, FLUCK P., HAMEURT J. et RUHLAND M. (1972) — Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. géol.*, bull. 25, 1, p. 3-19, Strasbourg.
- ELLER J.-P. von, FLUCK P., HAMEURT J. et RUHLAND M. (1972) — Le massif vosgien dans le département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, bull. 25, 2-3, Strasbourg.
- ELLER J.-P. von, FLUCK P. et RUHLAND M. (1971) — Évolution métamorphique et ignée dans les Vosges. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 296-306.
- ELLER J.-P. von et al. (1976) — Vosges-Alsace. Guides géol. régionaux, Paris, Masson et Cie éd. (2<sup>ème</sup> éd. à paraître en 1979).
- FIRBAS F., GRUNIG G., WEISCHEDEL L. et WORZEL G. (1948) — Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. *Bibliotheca botanica*, Heft 121, 71 p.
- FLAGEOLLET J.-C. et HAMEURT J. (1971) — Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). *Rev. géog. Est*, Nancy, II, n° 2, p. 119-181, 3 dpi. h. t., 3 pi. h. t., bibl.
- FLAGEOLLET J.-C. et HAMEURT J. (1974) — Excursion sur le glaciaire vosgien. Livret guide. Deuxième réunion annuelle des Sciences de la Terre. Pont-à-Mousson, 27 avril 1974, 21 p., 3 pl. h. t.
- FLUCK P. (1968) — Description et minéralogie des mines de la région de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 2, p. 63-120, Strasbourg.
- FLUCK P. (1971) — Pétrographie et histoire métamorphique des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, université Louis Pasteur, Strasbourg, 110 p.

- FLUCK P. (1972) — Les gîtes minéraux dans le département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, bull. 25, p. 146-148, Strasbourg.
- FLUCK P. (1974) — Trois excursions dans la série des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. *Bull. Soc. Hist. nat. Colmar*, 55<sup>e</sup> vol., 1972, 1973, 1974, p. 177-186.
- FLUCK P. (1974) — Étude géochimique des amphibolites de Sainte-Marie-aux-Mines : essai de caractérisation du paléovolcanisme et mise en évidence d'un exemple de métasomatose liée à la tectonique. *Sci. géol.*, bull. 27, 4, p. 285-308, Strasbourg.
- FLUCK P. (1976) — Contribution géochimique à l'étude du problème des migmatites de Kaysersberg (Vosges). *Sci. géol.*, bull. 29, 2, p. 93-119, Strasbourg.
- FLUCK P. (1977) — Variscan metallogeny of the Vosges mountains. Classification of deposits in paragenetic units. *Freiberger Forschungshefte*, à paraître.
- FLUCK P. et ELLER J.-P. von (1971) — Contribution à l'étude tectonique des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, 2-3, p. 149-178, Strasbourg.
- FLUCK P. et WEIL R. (1975) — Géologie des gîtes minéraux des Vosges. *Mém. B.R.G.M.*, 87, 186 p.
- GAC J.-Y. (1968) — Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Étude minéralogique et géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle (géologie dynamique externe), univ. Strasbourg, 77 p., 1 tabl. h. t.
- GAGNY Cl. (1968) — Pétrogenèse du granite des Crêtes. Vosges méridionales. Thèse sciences, univ. Nantes, 546 p.
- GIRAUD P. (1964) — Essai de classification modale des roches à caractère chamockitique. *Bull. B.R.G.M.*, 4, p. 1-17.
- GRANDCLAUDE Ph. (1971) — Répertoire d'analyses géochimiques effectuées sur les Vosges (1116 échantillons). C. R. P. G., études documentaires et traitement automatique de l'information en géochimie ; série archives, n° 4, 96 p. Nancy.
- GROTH P. (1877) — Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. *Abh. Geol. Specialk. Els.-Lothr.*, 1, 3, p. 395-489.
- GUILLET B. (1972) — Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges. Thèse Sciences, univ. Nancy, 112 p., XXXIX p. diag. h. t.
- HAMEURT J. (1967 a) — Carte géologique et pétrographique des terrains cristallins et cristallophylliens des Vosges moyennes lorraines, 1/100000. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 20, fasc. 2, p. 117-128, 1 fig., 1 carte h. t., Strasbourg.
- HAMEURT J. (1967 b) — Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 26, 402 p., 1 carte h. t., Strasbourg.
- HAMEURT J. et VIDAL Ph. (1973) — Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges moyennes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, n° 3-4, p. 246-251.
- HATT J.-P. (1937) — Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Mord-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 4, p. 1-79, Strasbourg.
- HAUSSER E. (1893) — Das Bergbauebiet von Markirch. Ste-Marie-aux-Mines.
- HOEBLICH J.-M. et SCHWING J.-F. (1974) — Rapports de la végétation avec les versants et leur évolution dans le cirque glaciaire vosgien du Forlet. Mémoire de maîtrise de géographie, Strasbourg.

- HOHNECK (Le) — Aspects physiques, biologiques et humains (1963). Ass. philomat. Als. Lorr., livre publ. à l'occ. de son centenaire, 448 p., illus.
- HOLLINGER J. (1970) — Beitrag zur gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. Zeitsch. deutsch geol. Ges., 121, p. 79-91.
- HOLLINGER J. (1975) — Stratigraphische und paläogeographische Untersuchung im Perm und Unterer Buntsandstein der Nord-West Vogesen (Becken von Saint-Dié). Thèse univ. Mainz (R. F.A.), 143 p., 26 p. ann., 1 carte h. t.
- HORN P. von, LIPPOLT H.-J., TODT W. (1972) — Kalium-argon altersbestimmungen an tertiären vulkanites des oberrheingrabens I. Gesamtgesteinalter. *Ecolgae geol. Helv.*, vol. 65, 1, p. 131-156, Basel.
- JANSSEN C. R. et JANSSEN-KETTLITZ E. L (1972) — A post-atlantic pollen sequence from the tourbière du Tanet (Vosges, France). *Pollen et spores*, vol. XIV, n° 1, p. 65-77, 1 tbl. h. t.
- JUNG J. (1928) — Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 2, 481 p., 5 pl. et 2 cartes h. t.
- KNIERIM A. et STOEHR J. (1974) — Contribution à l'étude du modelé glaciaire des Vosges : la région de Plainfaing—Lapoutroie. *Sci. géol.*, bull. 27-4, p. 253-270, Strasbourg.
- LA ROCHE H. de (1962-1963) — Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines, présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre*, t. IX (1962-1963) n° 3, p. 293-337.
- LEMÉE G. (1963) — L'évolution de la végétation et du climat des Hautes-Vosges centrales depuis la dernière glaciation. Le Hohneck, livre centenaire de l'Ass. philomat. Als. Lorr., p. 185-192, Strasbourg.
- MATHEVON G. et ROTHÉ J.-P. (1968) — Teneur en éléments radioactifs de quelques roches des Vosges. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, p. 2276-2279.
- MACEDO D.-C. (1969) — Contribution à l'étude pétrographique des roches à amphibole de Sainte-Marie-aux-Mines. D. E.S. fac. sci. Strasbourg, 30 p.
- MÉNILLET F. et FLUCK P. (1975) — Les formations glaciaires quaternaires de la haute vallée de la Liepvrette (environ de Sainte-Marie-aux-Mines, Haut-Rhin). Étude pétrographique et sédimentologique. *Sci. géol.*, bull. 28, 2, p. 161-173, Strasbourg.
- MUELLER A. (1875) — Vorkommen von quartzitgneissen und granuliten in den Vogesen. *Verh. naturf. ges.*, Basel., 6, p. 270-274.
- NORDON A. (1928) — Morphologie glaciaire du bassin de la haute Meurthe. *Annales de Géographie*, XXXVII<sup>e</sup> année, n° 210, nov. 1928, p. 538-544.
- NSIFA E.-N. (1978) — Pétrologie structurale du granite des Crêtes dans la région du col de Grosse-Pierre. Thèse 3<sup>e</sup> cycle univ. Nancy 1, 210 p., 7 tabl. 5 pl. ph., 1 carte excur. h. t.
- OBERDORFER E. (1937) — Zur spät- und nacheiszeitlichen vegetations geschichte des Oberelsasses und der Vogesen. *Zeit. fur Botanick*, bd. 30, p. 519, fig. II (tourbières de Rothried et d'Urbès).
- PERRIAUX J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 18, 236 p., Strasbourg.
- PETITHOMME M.-J. (1958) — Contribution à l'étude de la radioactivité des Vosges hercyniennes : région de Gérardmer — La Bresse. Dipl. ing. géophys., Strasbourg, 51 p.

- POIROT M. (1961) — Documents inédits, registres d'impôts (gîte de Lispach).
- RAISIN (Miss) (1897) — On the nature of the Raental serpentinite. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 53, p. 246.
- REMPP G. et ROTHÉ J.-P. (1935) — Sur certaines formations du sol dans les Hautes-Vosges. Sentiers à vaches et réseaux de buttes. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 2, fasc. 3, p. 215-225, pl. XVIII et XIX, Strasbourg.
- RHEIN A. (1907) — Beiträge zur Kenntnis des Homblendgneisses und des serpentins von Markirch i. Els. *Mitt. geol. Landes. Els. Lothr.*, 6, p. 132-182.
- RIVALENTI G. et SIGHINOLFI G.-P. (1969) — Geochemical study of grauwackes as a possible material of para-amphibolites. *Contrib. mineral-petrol.*, 23, p. 173-188, Heidelberg R. F. A. (tableaux d'analyses sur les grauwackes des Vosges).
- ROTHÉ J.-P. (1961) — Carte radiogéologique des Vosges hercyniennes. Feuille de Gérardmer à 1/50000. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 14, 3, p. 73-86.
- RUHLAND M. (1972) — Aperçu sur la géologie des Vosges. Les Vosges et le club vosgien, Strasbourg, p. 17-31, 1 carte int.
- SAAVEDRA J., ROCHE H. de la, LETERRIER J. et PELLITERO E. (1973) — Essai de typologie géochimique de quelques granites à deux micas des Vosges moyennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, n° 5-6, p. 541-554.
- SALOMÉ A.-I. (1968) — A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges. Rijksuniversiteit, Utrecht, 98 p., 3 cartes h. t., 2 tabl. h. t.
- SERET G. (1966) — Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de géol.*, 90<sup>e</sup> ann., fasc. 2-3, 577 p., Bruxelles.
- SIAT A., WEIL R. et COUTURIER A. (1958) — Sur un filon d'ankaratrite à méllite recoupant le granite des Crêtes, près du Valtin (Vosges). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 246, p. 2915-2917.
- SIMLER L. (1972) — L'hydrogéologie du département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, bull. 25, 2-3, p. 173-184, Strasbourg.
- "SIMMLER F. (1962) — Le granite des Crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). Étude pétrographique et minéralogique. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 15, p. 81-126.
- SOUCHIER B. (1971) — Évolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges). *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 33, 134 p., Strasbourg.
- TARDY Y. (1969) — Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 31, p. 64, Strasbourg.
- TARDY Y. et GAC J.-Y. (1968) — Minéraux argileux et vermiculite Al dans quelques sols et arènes des Vosges. Hypothèse sur la néoformation de minéraux à 14 Å. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 21, n° 4, p. 285-304, Strasbourg.
- THÉOBALD N. (1952) — Structure géologique du champ de fractures du Linge. *Ann. univ. sarav.*, 1, 4, p. 281-293.
- TRICART J. (1963) — Aspect et problèmes géomorphologiques du massif du Hohneck. Le Hohneck, livre centenaire de l'Ass. philomat. Als. Lorr., p. 43-62.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1962) — Le modelé glaciaire et nival. Traité de géomorphologie, t. III, 508 p., Paris, S. E. D. E. S.

- VELDE D. (1969) — Minettes et kersantites, une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse C. N. R. S. Paris, n° A-O, 2798, 235 p., 9 tabl. 17 pl. ph., 18 p. bibliog. h. t.
- VOGT H. et SITLER J. (1972) — Le Quaternaire du département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, bull. 25, 2-3, p. 127-135, Strasbourg.
- VOIRIN G. (1970) — Morphométrie et pétrographie des galets dans la moraine de la haute Vologne et leurs enseignements. Mém. de maîtrise Lettres, Institut. Géogr. Nancy.
- WEIGAND B. (1875) — Die serpentinen der Vogesen. *Tschermaks miner. Mitt.*, p. 183.
- WEIL R., SIAT A. et FLUCK P. (1975) — Espèces minérales inédites ou rares des Vosges. *Sci. géol.*, bull. 28, 4, p. 261-282, Strasbourg.
- WERVEKE L. van (1905) — Ueber eniger graniten des Vogesen. *Mitt. geol. landes. Els. Loth.*, B. W., p. 367-373, Strasbourg.
- ZINGLÉ J.-B. (1967) — Les granites du flanc nord de la vallée de Munster. D. E. S., univ. Strasbourg, 30 p., 1 carte h. t.

### Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille Colmar

1<sup>re</sup> édition (1962), par G. Dubois, N. Théobald, M. Ruhland et J.-P. von Eller.

Feuille Épinal

1<sup>re</sup> édition (1892), par Ch. Vélain,

2<sup>e</sup> édition (1939), coordination par P. Fallot,

3<sup>e</sup> édition (1969), modification de la 2<sup>e</sup> édition par G. Minoux, N. Desprez et J. Perriaux.

### Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320000

Feuille Vosges (1960), coordination par F. Permingeat.

TABLEAU D'ÉQUIVALENCES APPROXIMATIVES  
DE QUELQUES NOTATIONS

Saint-Dié 1/50 000 (306)	Gérardmer 1/50 000 (341)	Colmar 1/50 000 (342)	Sélestat 1/50 000 (307)
t2a	t1c	t1d	t1d
t1b	t1b	t1	t1c
t1a	t1bA	r2b p. p.	t1b
$\gamma_a^{3K}$	$\gamma_a^3$		$\gamma^1$
	M $\gamma$	M1	
$\gamma\zeta^4$	$\gamma\zeta$ (sans figuré)		
$\nu^2$	$\nu$		$\lambda^1$
$\mu\gamma_p^\sigma$	$\mu\gamma^3$		$m_e$
$\zeta^3$	$\zeta\gamma$		$\gamma^{1a}$
	$\zeta^3$	Z1d	$\zeta$
	$\zeta^2\lambda$	Z1a	$\zeta^1d$
$\lambda g$	$\zeta^2g-c$	Z1b	$\zeta^1$
$\zeta p. p.$	$\zeta\delta$	<i>Ci</i>	$\zeta^1a$
<i>c</i>	<i>c</i>		$\zeta^1b$
$\zeta p. p.$	$\zeta^2$		
$\zeta g-co$	$\zeta g-c$	Z1e	
$\Delta$	$\zeta c$		
	$\psi a$		

## AUTEURS DE LA NOTICE

La majeure partie du texte a été élaborée par F. MÉNILLET, ingénieur géologue au B.R.G.M.

La partie concernant le **socle** a été essentiellement établie d'après les travaux de J. HAMEURT (1967), P. FLUCK (1971 à 1976) et J.-P. VON ELLER (1961) et a été revue par P. FLUCK qui a rédigé quelques paragraphes.

Le texte concernant les **formations superficielles** a été revu par J.-C. FLA-GEOLLET.

Pour le chapitre **Sols et végétation**, nous avons utilisé des observations inédites aimablement communiquées par P. FAIVRE, M. GURY et J.-M. HÉTIER du Centre de pédologie biologique (C. N.R. S.) de Nancy qui ont assuré pour les hautes Vosges et les Vosges moyennes, les levés de la carte pédologique à 1/100000 Saint-Dié (à paraître), I.N. R. A., Service de la carte des sols de France.

Le chapitre **Hydrogéologie** a été élaboré par C. MAÏAUX, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Le chapitre **Gîtes minéraux** a été rédigé par P. FLUCK, attaché de recherche au C.N.R.S. et J. LOUGNON, ingénieur géologue, pour le district de la Croix-aux-Mines.

TABLEAU 1. ANALYSES CHIMIQUES

Notations Désignation	$\pi g$ Péridotites à grenat		$\pi a$ Péridotites à amphibole		$\zeta \delta$ Formations des amphibolites	$\delta$ Amphibolite à hornblende brune	$\zeta 2g-c$ Gneiss perlés à grenat	Gneiss à grenat, sillimanite prismatique et graphite		$\zeta \lambda$ Leptynite	Granulite claire	Granulite sombre	$\zeta 3$ Gneiss à sillimanite
	Précisions terminologiques			Facès normal à amphibole		Amphibolites des petits niveaux					Granulite rose	Granulite à hypersthène	
Références	Hameurt (1967) 145 Moyenne de 8 analyses	Eller (1961) 34	Eller (1961) 39	Eller (1961) 38	Fluck (1974) 5	Fluck (1974) 16	Fluck (1979) 31	Fluck (1971) Tableau VI 20	Fluck (1971) Tableau VI 28	Fluck (1971) Tableau VI 33	Eller (1961) 22	Fluck (1971) B6	Eller (1961) 3
Coordonnées Lambert Situation	Vosges lorraines	Le Bonhomme Col des Bagenelles	x ~ 956,40 y ~ 65,23 Le Bonhomme Faurupt	Ste-Marie- aux-Mines (Raenthal) Hohltann	x = 957,38 y = 67,11 Ste-Marie- aux-Mines Lerny	x = 957,93 y = 69,60 Ste-Marie- aux-Mines Schulberg	x = 959,17 y = 69,49 Ste-Marie- aux-Mines Chaufour	x = 958,65 y = 71,00 Ste-Marie- aux-Mines Carrière de la Fonderie	x = 958,00 y = 68,60 Ste-Marie- aux-Mines Raenthal	x = 962,05 y = 70,85 Fischtal	Ste-Marie- aux-Mines Chemin du Haicot	x = 955,90 y = 66,18 Ste-Marie- aux-Mines Est du col des Bagenelles	Ste-Croix- aux-Mines (carte à 1/50 000 Sélestat) Nord du Hury
SiO <sub>2</sub>	45,96	41,88	40,00	39,27	47,07	46,88	58,53	63,30	62,00	74,70	69,62	65,10	56,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,55	3,40	2,20	2,78	17,74	16,31	17,1	16,30	18,35	12,95	13,91	15,00	21,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 8,27	5,80	6,20	6,33	11,04	12,29	} 8,84	0,45	0,57	1,61	0,99	2,83	1,82
FeO		2,85	1,85	1,38					5,69		7,08	2,33	1,34
MnO	0,12	0,13	0,11	0,09	0,30	0,22	0,21	0,12	0,16	0,03	0,03	0,02	0,05
MgO	40,08	35,80	36,00	35,77	7,69	7,62	4,14	3,41	3,47	0,54	1,86	2,38	3,77
CaO	1,47	2,20	0,90	0,56	10,84	9,83	3,6	3,16	1,39	0,84	0,72	4,95	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,10	0,15		2,52	2,57	2,59	3,01	1,98	2,27	3,60	3,84	1,05
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05		1,08	1,33	2,43	1,04	2,62	6,02	3,20	1,41	4,44
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,25	0,15	0,06	1,01	1,14	1,16	0,87	1,01	0,20	0,35	0,70	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	tr	tr				0,15				0,06		0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,25										
P. F.		7,68	12,30	18,83	1,43	1,72	1,54	1,07	0,84	0,40	1,25	2,83	2,95

TABLEAU 2. ANALYSES CHIMIQUES

Notation Désignation	ζg-c	ζ1	ζγ	γ1d			γζ			σν		M <sub>2</sub>
	Gneiss monotones	Gneiss kinzigitiques	Durbachite	Granite synchronématique			Granito-gneiss			Vaugnérite		Migmatite de Gerbépal
Précisions terminologiques	Gneiss à biotite et grenat			Faciès porphyro- blastique œillé	Faciès hololeucocrate	Granite du Bilstein	Type à 2 micas et andalousite	Type à biotite	Type à biotite et amphibole		Faciès très sombre	Faciès à biotite en tiretés et cordiérite
Références	Hameurt (1967) 18	Hameurt (1967) 29	Eller (1961) 41	Hameurt (1967) 182	Hameurt (1967) 184	Saavedra et <i>al.</i> (1973)	Hameurt (1967)	Hameurt (1967)	Hameurt (1967)	Hameurt (1967) 72	Hameurt (1967) 73	Hameurt (1967) 99
Coordonnées Lambert, Situation	x = 952,3 y = 67,8 Ban de Laveline Lambiacôte	x = 951 y = 71 Ban de Laveline (réservoir d'eau)	Le Bonhomme Les Bagenelles (aux Eaux)	Arrentès-de- Corcieux, route de Molfaing	Ban-sur- Meurthe (Straiture) Liolire	Moyenne de 8 analyses	Moyenne de 6 analyses	Moyenne de 4 analyses	Moyenne de 7 analyses	x = 949,300 y = 63,250 Plainfaing Barançon	Clefcy Chapelle St-Hubert	x = 940,5 y = 354,5 Gerbépal Martimpré
SiO <sub>2</sub>	67,60	66,50	51,00	66,60	72,70	72,74	72,80	68,57	65,80	55,90	52,00	70,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	17,00	15,35	16,20	14,50	14,58	14,61	15,34	14,22	14,20	9,81	15,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,41	6,77	2,00	2,23	1,38	1,58	1,34	2,41	3,94	7,84	8,14	2,96
FeO			6,10									
MnO	0,07	0,13	0,10	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,07	0,12	0,11	0,06
MgO	2,36	1,31	8,65	0,99	0,49	0,42	0,29	1,54	3,29	9,80	13,00	0,98
CaO	1,67	0,34	5,35	3,17	0,88	0,71	0,60	0,96	2,18	5,09	6,72	1,18
Na <sub>2</sub> O	3,20	0,34	2,10	3,56	3,65	2,73	3,61	2,88	2,74	2,25	1,17	2,41
K <sub>2</sub> O	2,70	4,72	5,10	5,05	4,89	5,22	4,97	6,98	5,54	2,98	5,05	4,74
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,71	1,35	0,49	0,19	0,22	0,11	0,46	0,64	0,78	0,96	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n. d.	n. d.	0,40	n. d.	n. d.							n. d.
P. F.	1,48	2,52		0,84	1,18	1,45				1,98	1,87	1,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>			1,30									
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>			0,40									

TABLEAU 3. ANALYSES CHIMIQUES

Notation	M $\gamma$ Granite hétérogène à enclaves basiques (Migmatite de Kaysersberg)			$\gamma 1-2 H$ Granite de Hohrodtberg	$\gamma 1-2 A$ Granite à biotite cloisonnante (Granite fondamental)		$\gamma 1-2 b$ Granite porphyroïde à biotite		$\gamma_a^3$ Granite des Crêtes		$\gamma 1r$ Granite de Remiremont	$\gamma 1h$ Granite de l'Altenberg	$\gamma 1c$ Granite à grain grossier et à 2 micas	
Précisions termino- logiques	Enclave à compo- sition de grauwacke	Enclave à compo- sition de shale	Trame granitique	Granite porphyro- blastique	Granite de Gérardmer		Type Roche des Fées	Granite du Vic	Variété « noire »				Granite du Valtin	Granite du Brézouard
Références	Fluck (1976) 158	Fluck (1976) 163	Fluck (1976) 221	Fluck (1976) 226	Hameurt (1967) 160	Hameurt (1967) 166	Gagny (1959) 14	Saavedra et al. (1973)	Eller (1961) 58	Simmler (1962) 1	Saavedra et al. (1973)	de la Roche (1962-1963) 42	Saavedra et al. (1973)	Saavedra et al. (1973)
Coordonnées Lambert Situation	x = 958,91 y = 62,81 Lapoutroie	x = 958,4 y = 358,57 Orbey	x = 962,1 y = 360,77 Limbach Hachimette	x = 956,1 y = 358,24 Orbey	Xonrupt Longemer	Gérardmer, carrière du Calvaire	x = 951,575 y = 356,600 Plainfaing, carrière de la Roche des Fées	Moyenne de 6 analyses	x = 950,825 y = 65,575 la Croix- aux-Mines Carrière du Grand-Rain	x = 952,35 y = 65,00 la Croix- aux-Mines les grands Ordots	Moyenne de 8 analyses	x = 950 y = 350 Soutzteren	Moyenne de 8 analyses	Moyenne de 19 analyses
SiO <sub>2</sub>	65,68	59,33	65,68	68,19	69,00	70,00	70,67	70,68	57,38	62,25	71,88	70,60	73,09	73,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	15,89	15,36	15,90	15,10	15,20	14,77	14,88	14,38	16,01	15,08	16,25	13,95	14,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,45	9,20	3,84	3,06	2,71	1,93	0,11	1,84	1,79	4,53	1,63	2,13	1,63	1,20
FeO							1,45		4,05					
MnO	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,10		0,03	0,03	0,04	0,02
MgO	3,97	4,12	2,62	1,53	1,18	1,23	1,40	1,15	6,11	3,99	0,55	0,79	0,36	0,42
CaO	2,53	0,53	1,70	1,41	0,79	1,33	1,66	0,87	3,96	1,51	1,05	1,29	0,70	0,49
Na <sub>2</sub> O	2,91	2,27	3,02	3,25	3,50	3,27	3,78	3,48	2,10	2,87	3,96	3,42	3,35	2,95
K <sub>2</sub> O	2,73	4,50	5,05	5,59	5,43	5,80	4,63	5,37	6,10	7,15	4,42	3,96	5,12	5,04
TiO <sub>2</sub>	1,31	1,34	0,58	0,42	0,36	0,31	0,38	0,22	0,98	0,67	0,25	0,35	0,19	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					n. d.	n. d.	0,43		0,97	0,14				
P. F.	0,86	3,13	1,50	0,99	1,15	0,84	0,80	1,14	2,10	0,89	0,87	0,93	1,22	1,50

**TABEAU 4. GRANULOMÉTRIE ET MINÉRALOGIE**

No échantillon	Fonctionnement	Pro-fonctionnement en m	Granulométrie en %			Mode fréquence en mm	Mé-diane en mm	Plus gros élément (m)	Diffraction			Localisation						
			5-2-0,2	0,2-0,05	50-20-2 $\mu$				Échantillon brut	Fréquence argileuse	Substrat	Commune, lieu-dit, etc.	Coordonnées Lambert	Cou-pure				
			m/m	m/m	m/m				Q P F M <sub>a</sub> C K V a	I G	I/M/I/C/I/V		x	y				
1MPP75	FGx	-2	8,1	4,0	11,6	0,2	0,1	25,2	2,0	22,4	0,40			a	Houssière, Grande Féigne	937 450	64 575	1
62207	FGx	-2	28,1	18,4	41,2	4,3	1,2	5,7	6,3	5,2	1,76				Corcaux	937 550	62 000	1
62205	4-y	1	15,0	60,2	10,7	4,4	5,7	1,6	3,5	1,00			5	1	Corcaux, Vieubure	937 550	61 400	1
62206	4-y	6	36,5	15,8	6,1	0,6	2,0	1,6	2,5	1,56			5	1	Corcaux, Vieubure	937 275	61 325	1
43433	4-y	1	34,0	34,8	26,3	1,0	2,1	6,3	2,7	3,43			4	3	Xonnupt, Belbriette	946 225	352 200	6
43441	4-y	1	6,0	27,8	41,6	7,8	3,6	15,4	3,4	5,6	1,18			1	Le Bonhomme, le Rosberg	953 225	63 200	3
62227	4-y	1	16,4	66,2	11,3	1,9	4,2	1,6	3,6	0,84				1	Le Vallin,	951 400	354 625	7
43427	4-y	1	3,0	32,6	51,3	5,4	1,0	1,7	2,5	3,1	1,59			6	Gazon Martin	955 950	356 575	8
43428	4-y	6	3,0	17,5	68,4	7,5	0,6	1,8	0,9	2,9	1,11			10	Othey, Stenmitt	955 800	356 175	8
43439	4-y	1	2,0	21,3	68,4	5,5	1,1	1,7	1,6	2,8	1,10				Othey, Chaise électrique	954 425	66 325	7
43430	4-y	2	2,0	16,7	58,1	14,7	2,7	7,8	1,6	4,7	0,74			6	La Croix-aux-Mines, col du Pré de Raves	951 400	358 000	7
43434	4-y	6	7,0	24,0	55,2	6,6	3,2	4,0	1,6	3,5	1,26			7	Plainfing, Louebach	957 800	365 950	8
62230	4-y	6	1,0	15,4	61,7	11,9	3,7	6,3	1,6	4,1	0,75			7	Othey, les Basses-Hutes	954 750	356 050	7
43444	4-y	1	11,0	68,2	11,2	4,4	5,2	1,6	3,7	0,75				1	Othey, les Schullzbach	942 000	63 750	2
62209	4-y	1	24,2	163,8	5,9	2,7	3,4	1,6	2,8	1,21					Anould, Xingoutte	941 475	62 375	2
62215	4-L	1	1,3	61,2	15,7	5,2	16,6	0,6	5,1	0,33					Anould, Chalgoutte	945 350	68 725	2
63MPP74	4-L	2	1,0	31,0	42,3	12,9	16,2	1,5	0,1	3,8	0,10			2	Entre-deux-Eaux	945 075	68 225	2
63MPP74	4-L	1	8,0	35,4	32,0	7,8	14,9	1,9	0,25	4,5	0,16			3	Mandray	947 950	68 325	2
63MPP74	4-L	1	2,0	8,5	63,9	11,6	4,3	9,7	1,0	4,1	0,56			2	La Croix-aux-Mines, Onégnoutte	949 200	68 600	3
68MPP74	4-L	1	7,2	73,6	11,3	3,3	4,6	1,6	3,3	0,64				10	La Croix-aux-Mines, Aigoutte	950 400	70 625	3
43448	GP	20,0	24,4	32,5	6,1	3,6	10,8	2,6	6,3	5,6	1,58			3	Cielcy, col de Séricchamp	946 800	356 075	6

Granulométrie : Hq = hétérométrie Pomerol — les valeurs relatives à la fraction arénite sont entre parenthèses

Minéralogie : F = feldspath potassique ; K = kaolinite, Mm = minéraux micacés

Mt = montmorillonite ; P = plagioclase ; Q = quartz ; V = vermiculite

C = chlorite ; a = amphibole ; l = illite ; G = gibbsite

ta = très abondant ; a = abondant ; p = présent ; f = faible ; t = trace

Pour les minéraux argileux de la fraction fine, les proportions sont indiquées sur une base décimale.

Minéraux argileux interstratifiés irréguliers : I/M = illite/smectite

I/C = illite/chlorite

I/V = illite/vermiculite.



TABLEAU 6. COMPOSITION PÉTROGRAPHIQUE ET FORME DES ÉLÉMENTS DE LONGUEUR COMPRISE ENTRE 4 ET 15 CM DE DIVERSES FORMATIONS FLUVIO-GLACIAIRES

Échantillons numéro et locali- sation	Nature péetrographique	Nombre de galets (4 à 15 cm)	Pourcen- tages numé- riques	Émoussé : 2000 r1/L				Aplatissement : $\frac{L \times l}{2e}$			Altération (nombre de galets)			
				mini- mum	mé- diane	maxi- mum	% valeurs > 100	mini- mum	mé- diane	maxi- mum	légère	moyenne	forte	
62212 FGy Saulcy-sur- Meurthe	granito-gneiss $\gamma\zeta$	17	46	} 73	155	240	91	1,6	2,2	3,4				
	leptynite	6	15											
	gneiss	5	12											
	granite du Valtin	5	12											
	granite à biotite	3	8											
	granite porphyroïde	1	3											
microgranite $\mu\gamma^3$	2	5												
62211 FGx Anould Le Souche	granite porphyroïde	47	55	} 29	178	500	83	1,26	1,6	3,5	2			
	granito-gneiss	15	18											
	granite clair	13	15											
	mylonites	7	8											
	vagnérîtes et lamprophyres	2	2											
	granite du Valtin	1	1											
microgranite	1	1												
62231 FGx Ban-sur-Meurthe (aval de Clefcy)	granite porphyroïde (surtout $\gamma 1d$ )	27	22	} 33	133	400	72	1,1	1,7	3,4	1	3		
	granito-gneiss	77	63											
	mylonites	8	6											
	granite à 2 micas	7	5											
	granite fin à biotite	3	2											
	granite du Valtin	1	1											
vagnérîte	1	1												
1MFP75 FGx La Houssière La Grande-Feigne (cône fluvio- glaciaire de Corcieux)	migmatite	198	80	} 18	133	370	73	1,1	1,9	4,75		1		
	gneiss et granito- gneiss	25	8											
	granite à biotite	12	5											
	granite à 2 micas	4	2											
	granite porphyroïde	3	1											
	mylonite	10	4											
FGx Verpellière	gneiss	70	55	11	59	98	0	1,1	2,1	5,5	2			
	granite clair	43	34	1	95	622	50					25		
	microgranite $\mu\gamma^3$	14	11	33	141	373	70				1	6	2	
FG Le Valtin La Rochatte Vallon du Grand Valtin x = 947,900 y = 354,450	granite du Valtin	100	55	5	18	167	5	1,2	1,6	3,5		9		
	granite clair		30	5	42	200	18	1,1	1,6	3,1		3		
	granite à biotite		5											
	granito-gneiss		3											
	microgranite		2											
	mylonite		3											
quartz	2													

Définition des indices d'éroussé et d'aplatissement des galets (Cailleux et Tricart, 1959) :

— Indice d'éroussé :  $(2000 r 1)/L$

— Indice d'aplatissement :  $(L + l)/2 e$

L : longueur du galet (plus grande dimension)

l : plus grande dimension du galet dans le plan normal à L

e : plus grande dimension du galet dans le plan normal déterminé par L et l

M : rayon du plus petit cercle exinscrit à la forme extérieure du galet dans le plan déterminé par L et l

TABLEAU 7. DONNÉES SUR LES PRINCIPALES TOURBIÈRES (feuille Gérardmer)

Communes et lieux-dits		Cote NGF	Profondeur maximale observée (mètres)	Profondeur moyenne (mètres)	Documents	Début de la succession stratigraphique
Lapoutroie	Étang du Devin	+ 927	5,1		A*, Hatt (1937)	Fin Boréal
Orbey	Trockensee (entre lac Blanc et lac Noir)	+ 1 005	4,75		A*, Hatt (1937)	Fin Boréal
Soultzeren	Brunnkessel-loch (Stillenbach)	+ 970	2		A*, Hatt (1937)	Fin Boréal
	Hirschensteinried (NW Altenberg)	+ 1 005	1,5		A*, Hatt (1937)	Début Sub-Atlantique
Plainfaing	Gazon du Faing	+ 1 250	3,5		Hatt (1937)	Fin Boréal
Le Valtin	Tanet	+ 1 220	4		Hatt (1937) Oberdorfer (1937) Janssen et al. (1972)	Fin Sub-Boréal
Clefcy	Squainfaing	+ 850	5			Fin Boréal
Ban-sur-Meurthe	{ l'Étang	+ 805	4,9		} Darmois-Théobald et al. (1976)	Pré-Boréal
	{ Col de Surceneux	+ 810	4,3	2,1		Atlantique
Xonrupt	Belbriette	+ 810 à + 830	5			
Gerbépal	Col de Martimpré	+ 795		1,8	A*	
Barbey-Séroux	{ le Pinchesté	+ 670	> 7	2,5	A*	
	{ l'Étang-d'Oran	+ 660		2,7	A*	
Arrentès-de-Corcieux	{ les Pinasses			0,8	A*	
	{ le Rond-Jardin	+ 695	2		Hatt (1937)	Fin Pré-Boréal

A\* Direction des Mines, Atlas des Tourbières de France (1949).

TABLEAU 8. LISTE DES ANCIENNES MINES  
DU DISTRICT DE SAINTE-MARIE-AUX-MINES

(partie méridionale)

Les numéros renvoient au schéma de P. Fluck (1975), figuré en marge de la carte : chiffre gras : filons ; chiffres maigres : entrées de mines ou puits de mines.

Principaux filons	Principales mines
<b>1. Filon Saint-Jean (341-4x-4001)</b>	1. Engelsbourg 2. Mine de cuivre 3. Saint-Jean 4. Saint-Nicolas inférieure 5. Saint-Nicolas supérieure 6. La Treille 7. Roi Salomon 8. Armée Céleste 9. Schwobenschlag 10. Kleingrubendinn
<b>2. Filon Saint-Jacques (341-4x-4002)</b>	11. Saint-Jacques 12. Gabe — Gottes
<b>3. Filon Saint-Guillaume (341-4x-4003)</b>	13. Saint-Guillaume 14. Saint-Pierre 15. Saint-Daniel 16. Lingoutte 17. Glückauf supérieure
<b>4. Filon Saint-Louis (341-4x-4004)</b>	18. Grandes Haldes 19. Saint-Louis 20. Saint-Antoine 21. Leere Tasche
Filon Schnakenthal	22. Haus Rappolstein
<b>5. Filon Christian (341-4x-4005)</b>	23. Christian inférieure 24. Tiefstollen
Filon Gott-Hilft-Gewiss	25. Gott-Hilft-Gewiss
<b>6. Filon Fürstenstollen (341-4x-4006)</b>	26. Fürstenstollen
<b>7. Filon Saint-Paul (341-4x-4007)</b>	27. Saint-Paul
<b>8. Filon des Mines-de-Plomb (341-4x-4008)</b>	28. Mine-de-Plomb inférieure 29. Mine-de-Plomb supérieure 30. Suscité
<b>9. Filon Traugott (341-4x-4009)</b>	31. Vieux-Saint-Guillaume 32. Berg Armo 33. Traugott supérieure 34. Traugott moyenne 35. Saint-Philippe 36. Cep de vigne 37. Trois Rois 38. Grünenwald 39. Saint-Michel 40. Saint-Jean 41. Saint-Philippe
<b>10. Filon Sainte-Barbe (Gîte de Fertrupt : 341-00-4001, 306-00-4001, 307-00-4001)</b>	42. Sainte-Barbe 43. Porte-de-fer
<b>11. Filon Bourgonde (342-1x-4001)</b>	44. Sainte-Anne 45. Notre-Dame 46. Saint-Martin ? 47. Cobalt
<b>12. Filon Backofen (342-1x-4002)</b>	48. Saint-Daniel