



## MUNSTER

La carte géologique à 1/50 000  
MUNSTER est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : ÉPINAL (N° 85)
- au nord-est : COLMAR (N° 86)
- au sud-ouest : LURE (N° 100)
- au sud-est : MULHOUSE (N° 101)

BRUYÈRES	GÉRARDMER	COLMAR ARTOLSHEIM
REMIREMONT	MUNSTER	NEUF-BRISACH OBERSAASHEIM
BIROMAGNY	THANN	MULHOUSE MULLHEIM

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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# MUNSTER

XXXVI-19

*Le Hohneck  
Markstein*

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



# NOTICE EXPLICATIVE

## SOMMAIRE

	page
INTRODUCTION .....	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> .....	2
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> .....	3
<i>REMARQUE SUR LE MODE DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE ADOPTÉ</i> ..	3
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i> .....	3
DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES FORMATIONS .....	6
<i>FORMATIONS GRANITIKUES ET CRISTALLOPHYLLIENNES</i> .....	6
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-HERCYNIEUNNES</i> .....	17
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES LIÉES A L'OROGÈNESE HERCYNIEUNE</i> ...	18
<i>TECTONIQUE HERCYNIEUNE DES VOSGES DU SUD. « LIGNE DES KLIPPESE »</i>	27
<i>FORMATIONS POST-HERCYNIEUNNES</i> .....	28
<i>STRUCTURE DE LA PARTIE ORIENTALE DU CHAMP DE FRACTURES DE</i> <i>GUEBWILLER</i> .....	31
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> .....	33
OCCUPATION DU SOL .....	47
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i> .....	47
<i>GÉNIE CIVIL</i> .....	50
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	51
<i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....	51
<i>GITES MÉTALLIFÈRES</i> .....	53
<i>SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES</i> .....	54
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	55
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i> .....	55
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	56
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> .....	65
AUTEURS DE LA NOTICE .....	65
ÉTUDES SPÉCIALISÉES .....	66
ANNEXE :	
Tableau 1 — Analyses chimiques de quelques roches granitiques des hautes Vosges	
Tableau 2 — Analyses chimiques de quelques roches du Culm des hautes Vosges.	

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Munster à 1/50 000 a fait l'objet de plusieurs campagnes de levés.

Dès 1934, J. Jung (J. Jung, 1935) a effectué des levés détaillés sur les formations granitiques de la vallée de la Fecht, en aval de Munster.

Cl. Gagny de 1955 à 1965 a cartographié les formations granitiques et primaires sur la quasi-totalité de la feuille. A cette campagne de levés, revient la découverte du prolongement de la « ligne des klipptes » à l'Est du massif de granite de Goldbach, une étude approfondie sur la pétrologie des granites de « l'association des Crêtes » (Cl. Gagny, 1968) et une meilleure connaissance des séries viséennes. Cl. Gagny a complété ses levés par des documents cartographiques de H. Huu Nghiep (1962) sur les microgranites de la région de la Bresse et de M. Mattauer sur la rive gauche de la Thur entre Oderen et Ranspach.

Les formations superficielles et quaternaires ont fait l'objet d'une première série de levés par J. Tricart, A.R. Cloots et J. Trauthmann.

En 1973, F. Ménillet, P. Fluck et F. Schumacher ont assuré le rassemblement des documents existants et effectué des levés complémentaires pour assurer la coordination de ces divers documents.

En plus des documents élaborés lors des campagnes citées précédemment, doivent être mentionnés :

- les levés de N. Théobald (1952) sur le champ de fracture de Guebwiller ;
- les données structurales détaillées de M. Ruhland et F. Lillié sur les séries du Markstein et d'Oderen ;
- les levés de J.B. Zingle (1967) sur la rive gauche de la vallée de la Fecht ;
- les levés très détaillés de J.G. Blanalt (1965) en aval de la vallée de Wasserbourg ;
- les levés de J.L. Flageollet, J.L. Guebourg et A. Maire (1973) sur le Quaternaire des vallées de la Moselotte, du Chajoux et du Bouchot ;
- l'étude de J. Hameurt (1967), sur les terrains cristallins et cristallophylliens des Vosges moyennes du versant lorrain, qui a été utilisée surtout dans l'élaboration de la notice.

Les levés complémentaires ont été effectués sur des problèmes complexes :

P. Fluck a assuré le raccord entre les deux versants de la vallée de Munster.

F. Ménillet et F. Schumacher, avec l'appui des études géochimiques de J.M. Stussi (1970), des levés de Cl. Gagny et des études très détaillées de Cl. Fourquin<sup>(\*)</sup> sur les Vosges du Sud (feuilles Giromagny et Thann), ont effectué des levés très détaillés pour la partie sud-est de la feuille.

La synthèse de la carte a été assurée par F. Ménillet avec l'aide et les conseils de J.G. Blanalt, A.R. Cloots, J.C. Flageollet, P. Fluck, Cl. Fourquin, Cl. Gagny, C. Hirlemann, F. Lillié, M. Ruhland, F. Schumacher, J.M. Stussi, J. Trauthmann et H. Vogt.

Malgré la qualité de ces levés et la prise en compte de la plupart des données connues sur la région, en raison de la complexité géologique de la feuille Munster et du manque d'affleurements, de nombreux problèmes restent encore à résoudre, que ce soit en domaine granitique (relations socle ancien—granites « intrusifs »), dans les séries sédimentaires hercyniennes (absence de coupes complètes et de repères stratigraphiques) et dans le domaine du Quaternaire (absence d'affleurements importants).

(\*) Cl. Fourquin, M. Coulon, J.G. Paicheler, R. Point.

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Munster se situe au cœur du massif des Vosges, mais sa plus grande partie appartient, sur le plan géologique, aux Vosges méridionales. En domaine granitique, la partie occidentale de la feuille recoupe le versant lorrain du massif. Écornée par la vallée de la Moselle au Sud, cette partie est essentiellement drainée par la haute Moselotte et ses rivières tributaires, le Chajoux, la Bruche de Ventron et le Bouchot. Le versant lorrain a gardé une forte empreinte des glaciations quaternaires.

Dans la partie alsacienne, les deux tiers de la feuille, les formations marines carbonifères, de faciès culm, les *grauwackes* et des roches volcaniques associées, sont très développées. L'hydrographie et l'orographie ont une disposition confuse, pour des raisons à la fois structurales et géomorphologiques. La *crête* principale des Vosges, bien individualisée au centre du massif, se subdivise au Sud du mont Hohneck (Nord de la feuille) en trois.

Ces crêtes limitent les bassins de la Fecht, de la Lauch et de la Thur, tributaires de l'Ille, et portent les plus hauts sommets des Vosges, en particulier le point culminant du massif, le ballon de Guebwiller ou Grand Ballon (1424 m), au Sud-Est de la feuille.

La vallée de la Fecht, large, à fond plat, en pays granitique, a été fortement modelée par les glaciers quaternaires dans sa partie amont. La vallée de la Thur s'est élargie, à la faveur de fractures importantes à la limite d'un domaine granitique à l'Ouest et d'un domaine sédimentaire d'âge carbonifère à l'Est. Les glaciers quaternaires ont magnifiquement modelé la partie amont de cette vallée en dégageant, en son centre, des îlots rocheux élevés et escarpés. La vallée de la Lauch et les vallons de Murbach et de Rimbach, étroits et encaissés, ont peu gardé d'empreintes glaciaires ou n'ont guère été affectés par ces phénomènes.

La bordure sud-est de la feuille (Jungholtz, Buhl, Wintzfelden) appartient au domaine des collines sous-vosgiennes, avec des formations d'âge essentiellement triasique, affectées par une tectonique cassante en *champ de fractures*, liée à l'effondrement de la plaine d'Alsace et au relèvement corrélatif du massif vosgien en contrecoup de l'orogénèse alpine.

### REMARQUE SUR LE MODE DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE ADOPTÉ

Dans le cadre de la feuille Munster, une couverture de formations superficielles presque continue recouvre un substrat à structure très complexe, qui apparaît en surface, seulement en chicots et barres rocheuses.

Ce fait nous a conduit à limiter l'expression des formations superficielles par des teintes aux seules formations des fonds de vallées. Sur les versants et les sommets, les teintes figurées sont celles du substrat dont les principaux affleurements sont indiqués par des signes ; les formations superficielles ne sont représentées que par des notations, des signes ou des figurés. Ainsi, 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

Cet aperçu<sup>(\*)</sup> évoquera exclusivement l'histoire du domaine des Vosges moyennes et celle des Vosges du Sud. La limite entre ces deux unités structurales anciennes n'est

(\*) Rédigé à l'aide de données bibliographiques et d'indications inédites mentionnées en fin de notice dans la rubrique « Études spécialisées ».

soulignée par aucun accident tectonique important et correspond approximativement à une ligne Cornimont—Munster.

L'orogénèse hercynienne et les effets marginaux de l'orogénèse alpine ont donné aux Vosges l'essentiel de leur originalité physique actuelle. Ces deux périodes de diastrophisme déterminent des coupures importantes dans l'évolution géologique du massif.

#### Les témoins des périodes anté-hercyniennes

Les seules marques connues de l'évolution géologique ancienne sont les effets de deux métamorphismes qui ont engendré et affecté les gneiss, bien représentés dans les Vosges moyennes. D'après les dernières données géochronologiques (méthode Rb-Sr—Bonhomme et Fluck, 1973), le métamorphisme *ancien*, caractérisé par la genèse de grenats (métamorphisme catazonal et de haute pression) serait lié à la phase avallonnaise (— 510 M.A.). Le métamorphisme *récent*, caractérisé par la genèse de cordiérite (métamorphisme régional, catazonal, de basse pression), serait plus ou moins contemporain de l'orogénèse calédonienne (— 395 ± 18 M.A.—Hameurt et Vidal, 1973).

Ensuite, le socle gneissique a subi un écaillage avec des chevauchements selon des plans peu inclinés (Hameurt, 1967). A la fin de ces mouvements se seraient *mis en place* les granites anciens (*granite fondamental* et *granites synclinématiques*).

Au Dévonien, l'aire vosgienne était située en domaine marin, nettement au large, au Sud du « continent des vieux grès rouges ». Dans la partie centrale des Vosges, des terrains sédimentaires dévoniens ne sont connus que par l'écaillage tectonique du Treh (Sud-Ouest du Markstein) : schistes, Dévonien inférieur à moyen.

#### Le Carbonifère et les plissements hercyniens

Aucun dépôt d'âge tournaisien n'est connu dans les Vosges, les formations anciennement attribuées à cet étage, contenant une flore d'âge viséen (Corsin et al., 1956-1959). Cette lacune est généralement interprétée comme un effet d'une phase prémonitoire de l'orogénèse hercynienne, la phase bretonne.

Très peu représentés dans les Vosges moyennes, les dépôts d'âge viséen occupent les deux tiers de la surface des Vosges du Sud. L'étude de ces formations a permis de reconstituer partiellement l'évolution de cette région au cours de l'orogénèse hercynienne.

Au Viséen inférieur, dans un bassin marin, correspondant à la partie centrale des Vosges du Sud, s'accumulaient des sédiments détritiques fins selon un rythme cyclothémique (série d'Oderen). A cette sédimentation était associée un volcanisme sous-marin à spilites et albitophyres. Plus au Nord, à l'emplacement actuel du Markstein, se déposait une épaisse série détritique, à séquences granoclassées, de type flysch (Cl. Gagny, 1962) : la série du Markstein.

A la limite approximative du Viséen inférieur et du Viséen supérieur, se formèrent, selon M. Ruhland et F. Lillié, les premiers plis de l'orogénèse hercynienne (phase sudète I<sup>(\*)</sup>). Les effets de ce plissement sont une tectonique souple à plis d'axes est—ouest, accompagnée d'un métamorphisme anchizonal à illite et chlorite. Le charriage de la série du Markstein sur celle d'Oderen est vraisemblablement lié à un phénomène de *serrage* à la fin de cette phase de plissement. La mise en place du granite intrusif des ballons (ballons d'Alsace et de Servance) est plus ou moins contemporaine de cette phase (M. Coulon, 1973).

Au Viséen supérieur, l'aire des Vosges du Sud est encore, au moins partiellement, occupée par un bassin marin. Les dépôts correspondants sont actuellement répartis dans une bande incurvée de Giromagny à Thann et Guebwiller (série de Giromagny et série de Thann). Ces dépôts ont un caractère littoral, avec des passées bréchiques très grossières et quelques dépôts charbonneux. Un volcanisme, essentiellement aérien, leur est associé. Dans ce volcanisme se sont différenciées une lignée *latitique* et une lignée à silice excédentaire, non représentée sur la feuille. Le volcanisme latitique a évolué d'un pôle relativement basique (labradorites, porphyrites andésitiques) à un pôle plus acide (latites quartzifères, rhyolites calco-alcalines).

(\*) Ou début de la phase sudète II, selon Cl. Fourquin, 1973.

A la fin du Viséen, intervient une seconde phase tectonique (phase sudète II). Les déformations les plus importantes dues à cette phase sont des plis semi-rigides d'axes NE-SW à plongements variables et une tectonique cassante, avec basculement de blocs. La grande dislocation de Retournemer s'est vraisemblablement formée lors de cette phase et l'intrusion du granite des Crêtes s'est faite le long de cet accident.

Au Westphalien, les Vosges moyennes et la majeure partie des Vosges du Sud sont occupées par une chaîne de montagne. D'après des mesures d'âge absolu (M. Bonhomme, 1964), la mise en place du granite du Valtin est plus ou moins contemporaine de la phase asturienne. Des manifestations de tectonique cassante lui sont associées.

Les dépôts d'âge permien sont très peu représentés dans les Vosges moyennes et les effets de la phase saaliennne sont difficiles à apprécier. Cette période est marquée par une intense érosion, la transformation en pénéplaine de la chaîne hercynienne et la formation d'un épais manteau d'altérites, caractérisé par des teintes violacées.

### **L'effacement des Vosges entre l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine**

Au Trias, dès le milieu du Buntsandstein inférieur, les sables fluviatiles, dont la cimentation formera le grès vosgien, recouvrent la quasi-totalité des Vosges. Le massif est ensuite recouvert par les dépôts fluviatiles, puis deltaïques, du Buntsandstein moyen, remaniant des éléments sableux et pélitiques d'une aire continentale morvano-bourguignonne, et peut-être envahi par la mer, dès le Muschelkalk. Ensuite, et jusqu'à l'Éocène, la région des Vosges a joué un rôle complètement effacé dans l'évolution géologique régionale. Aucun dépôt postérieur au Muschelkalk n'est conservé dans les Vosges, mais la similitude des dépôts du Muschelkalk à l'Oxfordien de la Lorraine et du fossé rhénan plaide pour une occupation de l'aire vosgienne, à ces époques, par une mer épi-continentale. Au Crétacé, de la Lorraine au Wurtemberg, s'étendait probablement une aire émergée sub-horizontale.

### **L'individualisation du massif vosgien actuel**

C'est essentiellement en contrecoup de la phase alpine sannoisienne que s'individualise le massif vosgien actuel avec la formation antithétique du fossé rhénan. C'est au niveau du Sud-Est de la feuille (ballon de Guebwiller) que le soulèvement du horst vosgien a atteint son amplitude maximale. Commencée au début de l'Oligocène, la mise à nu du socle hercynien des Vosges est très largement effectuée à la fin de cette période et, durant le Néogène, celui-ci subit une intense altération. A cette altération s'ajoute au Pliocène une incision du massif en larges vallées (J. Tricart, 1963), tandis que les sables remaniés des arènes s'accumulent dans le Fossé rhénan.

Au Quaternaire, le massif vosgien a particulièrement été marqué par des phénomènes liés au froid : les glaciations et les processus périglaciaires. Les traces des anciens glaciers ont été reconnues dès le milieu du siècle dernier par Hogard (1840) sur le versant lorrain puis Collomb (1847) dans la vallée de la Thur. Les glaces ont occupé des surfaces étendues dans la partie sud-ouest du massif depuis les hautes Vosges (Grand Ballon, lac Blanc) jusqu'aux plateaux de la Haute-Saône (Lure). Elles ont en grande partie modelé les hautes vallées (cirques glaciaires, surcreusements et élargissements des vallées en auge) et y ont abandonné des dépôts plus ou moins caractéristiques. L'histoire des différentes glaciations ou différentes phases glaciaires est encore localement mal connue.

Pendant les périodes froides, principalement dans les aires exposées aux alternances du gel et du dégel, des processus périglaciaires : gélifraction, gélifluxion et solifluxion ont fortement marqué les versants des vallées non recouverts de glaces, tandis que les cours d'eau entraînaient vers l'aval la partie la moins grossière du matériel meuble accumulé dans les fonds de vallées. L'évolution du climat et de la végétation des Vosges durant la période post-glaciaire actuelle est bien connue.

## DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES FORMATIONS

### FORMATIONS GRANITIKES ET CRISTALLOPHYLLIENNES

ζ. **Gneiss perlés de Longemer : gneiss porphyroblastiques à grenat et cordiérite. Gneiss variés et amphibolites des Belles Huttes.** Ces gneiss forment de très petits massifs, en lambeaux-témoins, situés le plus souvent à proximité des granites intrusifs hercyniens. Sur le territoire de la feuille, ils sont répartis en cinq massifs limités par des failles et des granites intrusifs : le granite des Crêtes et le granite du Valtin.

- Dans la vallée du Chajoux, autour du lac de Lispach, c'est le prolongement sud des gneiss de Longemer.
- Dans la haute vallée de la Moselotte, en rive droite, face au vallon du Chitelet et en rive gauche, au niveau du Régit (gneiss des Belles Huttes, J. Jung, 1928).
- Dans la forêt de Gérardmer, à l'Ouest de la Roche des Bioquets, et, plus au Nord, au Sud-Ouest du cirque de Cerneneux-Marion.

Les gneiss de Longemer ont été étudiés par J. Hameurt (1967), à qui nous emprunterons l'essentiel de cette description. L'affleurement de référence indiqué par cet auteur se situe dans la montée ouest du col de la Schlucht, au Nord du lac de Longemer (feuille n° 341, Gérardmer). Ce sont des roches sombres à plagioblastes plus ou moins isodiamétriques, ayant fréquemment l'aspect et la taille de petites perles. Ils sont pénétrés de nombreux filons de granites holo-leucocrates. En dehors des plagioblastes, la roche contient du quartz en petits pavés polyédriques jointifs, de la biotite recristallisée en minuscules écailles et de la cordiérite.

Les gneiss des Belles Huttes ont été décrits par J. Jung (1928, p. 58 et 125). La présence de passées d'amphibolites et de leptynites parmi ces gneiss permet de les rapporter au groupe à lithologie variée connu plus au Nord (série des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines).

Les gneiss des Vosges moyennes ont subi les différents phénomènes de métamorphisme connus dans les Vosges. Le métamorphisme *ancien*, catazonal et de haute pression, apparaît surtout plus au Nord, en rive droite du lac de Longemer. Ce métamorphisme est daté  $509 \pm 14$  M.A. par M. Bonhomme et P. Fluck (1974), sur les granulites du col des Bagenelles (feuille n° 341, Gérardmer). Des grenats (almandins) en sont les principaux témoins. Le métamorphisme *récent*, catazonal et de basse pression serait plus ou moins contemporain de la formation du granite *fondamental* (J. Hameurt et Ph. Vidal, 1973 :  $395 \pm 18$  M.A.). Les minéraux engendrés par ce second métamorphisme sont essentiellement de la cordiérite, accessoirement de la sillimanite et de l'orthose. Le plagioblastèse apparaît postérieure à ce second métamorphisme.

Dans les Vosges du Sud, des roches gneissiques ne sont connues qu'à la faveur des écailles tectoniques de la ligne des klipptes et remaniées dans des conglomérats. La plupart de ces écailles contiennent des blocs ou des lambeaux de gneiss et d'amphibolites mylonitiques et rétomorphosés (la rétomorphose est très probablement antérieure à la mise en place des klipptes, selon P. Fluck). Les feldspaths apparaissent recristallisés. Ces gneiss contiennent le plus souvent de la muscovite et s'apparentent aux leptynites. L'association leptynite-amphibolite permet d'envisager la corrélation de ces roches avec la série gneissique de Sainte-Marie-aux-Mines.

MY. **Migmatites de Kaysersberg : migmatites porphyroblastiques.** Cette formation n'apparaît que dans l'angle nord-est du territoire de la feuille. Elle a été décrite par J.P. von Eller (1961). Les affleurements de référence sont des rochers situés à proximité de la chapelle Saint-Wolfrang près de Kaysersberg (feuille Colmar). C'est une roche granitique hétérogène contenant « des enclaves en forme de rouleaux aplatis de composition pyroxénique, amphibolique ou surmicacée, représentant le produit du boudinage de bancs plus ou moins basiques (amphibolites, calcaires) de la série

gneissique variée initiale connue plus au Nord. La matrice résulte d'une métasomatose avec apport potassique provoquant la cristallisation de phénoblastes de microcline, favorisée par la microcataclase et contemporaine du phénomène de plagioblastèse qui donna naissance aux gneiss perlés ; ce phénomène eut lieu à une époque nettement postérieure à la phase tectonique qui engendra le boudinage auquel on attribue la formation des enclaves » (J.P. von Eller et *al.*, 1972). La foliation, plus ou moins marquée, est localement N 150° E, en moyenne, avec un net pendage ouest.

$\gamma^2$ . **Granites de Griesbach et de Gunsbach : granites orientés à enclaves micacées.** Les granites de Gunsbach ont été décrits par J.B. Zingle (1967). Cet auteur a distingué le Granite de Gunsbach—Kalbenstein, qui forme un petit massif sur la rive gauche de la Fecht entre Munster et le hameau de Kalbenstein et le Granite clair de Gunsbach qui forme un massif qui s'étend depuis Gunsbach, jusqu'à la forêt de Kuhberg vers le Nord.

Le granite de Gunsbach—Kalbenstein affleure dans les falaises du hameau de Kalbenstein. C'est un granite très clair, à structure orientée, à grain fin, à belle muscovite et à nombreuses enclaves de schistes noduleux. La roche contient du quartz, xénomorphe, des plagioclases An 30 à cœur altéré (reliques supposées d'un matériel arkosique original), du microcline, deux générations de biotite, de la muscovite et des minéraux accessoires (apatite, zircon, sphène).

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.

Le granite de Griesbach contient des enclaves micacées, sombres. Les variétés les plus claires sont relativement homogènes et présentent une structure fréquemment orientée ; les variétés les plus sombres sont très hétérogènes (ruines du Schwarzenbourg).

La présence fréquente de biotite en disposition cloisonnée, de feldspaths sub-automorphes et d'enclaves ont conduit J.B. Zingle (1967) à proposer l'hypothèse d'une genèse de ces granites par granitisation, à partir de gneiss ou de matériaux paléozoïques métamorphisés. Ces granites peuvent être mis en parallèle avec les termes clairs des migmatites de Kaysersberg ; les variétés les plus leucocrates ont pu cependant passer par un stade magmatique. Leur hétérogénéité planaire rappelle celle des granito-gneiss des Vosges lorraines. D'après une des méthodes utilisant les macles des plagioclases (J.P. von Eller, 1961, d'après Barth), la température de formation des granites de Gunsbach serait de l'ordre de  $550^\circ \pm 50^\circ$ .

### Granites porphyroïdes à biotite

Ces granites forment une large auréole, presque continue, autour du massif du Markstein. Seul, le granite de Hohrodberg a été individualisé sur la feuille ; les granites de la Schlucht, de Goldbach et de Bramont ont été regroupés.

$\gamma^{1-2h}$ . **Granite de Hohrodberg : granite à biotite et enclaves surmicacées.** Dans le périmètre de la feuille, ce granite occupe une surface de 10 km<sup>2</sup> environ, au Nord de la Grande Fecht, à l'Ouest de Munster et entre Stosswhir et le vallon de Gunsbach. Il est souvent altéré en arène granitique, surtout en bordure du granite clair de Gunsbach. Il a été décrit par J.B. Zingle (1967). C'est un granite porphyroïde sub-alkalin à biotite entourant les phénocristaux de microgranite (disposition cloisonnée). Le quartz est disposé en structure engrenée ; les phénocristaux de microcline sont plus ou moins poecilitiques ; les plagioclases An 12 sont en petits cristaux ; la biotite est très pléochroïque. En outre, la roche contient un peu d'amphibole altérée et des minéraux accessoires (apatite, zircon).

Le granite de Hohrodberg est traversé par de nombreux filons de Granite de la Furch (J. Jung, 1935). Localement il contient des enclaves sombres orientées, très micacées.

D'après une des méthodes utilisant les macles de plagioclases (J.P. von Eller, 1961, d'après Barth), la température de formation du granite de Hohrodberg serait de  $620 \pm 50^\circ$ . Sans caractère intrusif, à microcline et à biotite en disposition cloisonnée, ce granite apparaît comme un type intermédiaire entre le granite de la Schlucht ayant cristallisé à haute température et les granites de granitisation de type Kaysersberg. Il aurait subi une remobilisation partielle, liée à une pneumatolyse, antérieure à l'intrusion du granite du lac Vert (J.B. Zingle, 1967).

$\gamma^1$ <sup>a</sup>. **Granite de Gérardmer : granites à biotite et granites à biotite et muscovite.** Synonyme : granite de Noire-Goutte (Cl. Gagny, 1968). L'ensemble des granites de l'angle nord-ouest de la feuille a été désigné comme Granite de Gérardmer.

Cl. Gagny a pris comme type de ce granite un échantillon prélevé près du col de Grosse Pierre ( $x = 937,200$  ;  $y = 346,700$ ).

C'est une roche claire, à texture grenue, non porphyroïde, à biotite en lattes, souvent altérée en chlorite et plagioclase rose (Ab 90-92, An 10-18). Les feldspaths sodi-potassiques sont sous forme de cristaux xénomorphes. La muscovite est répartie dans des associations diverses : à la périphérie des cristaux de biotite, en remplacement de cristaux de cordiérite, sous forme d'aiguilles de séricite dans la partie interne des plagioclases et en perthites dans les feldspaths alcalins. Le quartz est globulaire ou interstitiel. Les principaux minéraux accessoires sont des zircons, de l'apatite, rare, et des minéraux opaques. Cl. Gagny indique un ordre de cristallisation de ces minéraux : biotite, cordiérite, plagioclase ( $600-650^\circ$ ), muscovite, feldspath alcalin et quartz. Sous l'angle chimico-minéralogique, il définit ce granite comme un granite sub-alcalin leucocrate à biotite chloritisée, muscovite et cordiérite.

J. Hameurt (1967) assimile la masse principale du granite de Gérardmer à son granite fondamental, type à biotite, et il le considère comme le produit d'une anatexie homogénéisante des granito-gneiss. Hameurt et Vidal (1973) attribuent à ce granite fondamental un âge de  $395 \pm 18$  M.A. A la bordure sud-est du granite de Gérardmer, le long du granite des Crêtes, J. Hameurt (1967) différencie une longue bande, large de 500 à 2000 m et morcelée par des failles transversales, sous le nom de granite de Thiéfosse. Ce granite passerait de façon progressive au granite de Gérardmer. L'auteur de la différenciation du granite de Thiéfosse indique la composition modale de son échantillon de référence :

Quartz	Feldspath K	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Agrégats de pinité (cordiérite altérée)
26	35	30	8,5	1	0,3

J. Hameurt (1967) se fonde sur des « caractères pétrographiques de détail » pour interpréter le granite de Thiéfosse comme « le produit de la remobilisation rhéomorphique du granite fondamental ».

$\gamma^1$ -<sup>2</sup>. **Granites du Bramont, de la Schlucht et de Goldbach : granites porphyroïdes à biotite, localement à amphibole ou à muscovite.** Ont été groupés sous cette notation, les granites des terrains situés entre Bussang et le col de la Schlucht, ceux qui forment une longue bande arquée entre Ranspach dans la vallée de la Thur et Lautenbach dans la vallée de la Lauch (granite de Goldbach) et les granites à biotite du massif allongé au Nord de Lautenbach.

**Granite du Bramont.** Cl. Gagny (1968) étend le terme de granite du Bramont à tout cet ensemble, tandis que J. Hameurt (1967) le limite à une aire allongée s'étendant du massif du Ventron au Sud à la Chaume du Chitelet (épaule nord-ouest du Hohneck).

Ces auteurs ont cependant pris leurs échantillons types du granite du Bramont sur les mêmes affleurements, dans la montée de Wildenstein au col du Bramont.

C'est une roche de teinte gris clair, plus ou moins ponctuée de rose, porphyroïde à grands phénoblastes, à sections souvent carrées de feldspaths potassiques dont certains dépassent 2 centimètres. Le fond de la roche a une structure grenue. Les biotites ont un habitus en lamelles. Au microscope, les phénoblastes de feldspath potassique ont, selon J. Hameurt (1967), un « zonage rythmique » analogue à ceux du granite des Crêtes. Les plagioclases se présentent en petits cristaux automorphes à sub-automorphes, maclés albite et souvent altérés. Le quartz est le plus souvent globulaire. Parmi les minéraux accessoires, on remarque un peu de muscovite, de très faibles quantités d'apatite, quelques minéraux opaques et du zircon. J. Hameurt (1967) donne l'analyse modale volumique suivante :

Quartz	Feldspath potassique	Plagioclase An 20 - An 5	Biotite
21	33	36	10

Le granite du Bramont type est un granite monzonitique leucocrate à biotite à teneurs moyennes en quartz et alumine.

J. Hameurt (1967) voit une parenté entre le granite du Bramont s.s. et le granite de Ventron : compositions minéralogiques voisines, similitude dans le détail des caractères pétrographiques et contiguïté des deux « lames » de granite. Cet auteur voit également des analogies entre le granite du Bramont et le granite des Crêtes sous l'angle de la morphologie microcristalline (zonation et inclusion des phénoblastes) et suggère une cristallisation synchrone de ces deux granites. Cl. Gagny (1968) considère ces deux types de granite comme des « entités pétrochimiques bien définies, mais différentes ».

Le caractère magmatique du granite du Bramont s.s. est admis par la plupart des auteurs. Son âge précis est mal connu. Il apparaît lié à l'une des phases sudètes et Cl. Gagny (1968) considère son contact avec les séries primaires du Viséen inférieur comme intrusif.

**Granite de la Schlucht.** Le granite porphyroïde à biotite des escarpements rocheux dominant la RN 417 à l'Est du col de la Schlucht a été décrit par J.B. Zingle (1967) sous cette désignation.

A proximité du col, l'aspect macroscopique de ce granite est voisin de celui des échantillons type du granite du Bramont. J.B. Zingle donne l'analyse modale volumique suivante :

Quartz	Orthose	Plagioclase	Biotite	Amphibole	Minéraux accessoires
25	35,5	24	13	1	0,5

avec :

Indice de saturation	Indice de coloration	Indice feldspathique
29	15	60

C'est un granite leucocrate, sub-alcalin. L'auteur de ces descriptions note également l'existence d'enclaves sombres de « lamprophyres transformés par pneumatolyse granitique » (à minéraux recristallisés et nourris, riches en biotite, orthose et apatite).

Contenant localement de l'amphibole, ce granite passe progressivement, selon P. Fluck, au granite à amphibole de Metzeral.

J. Hameurt (1967) considère le granite de la Schlucht comme une partie de son granite fondamental auquel il attribue (Hameurt et Vidal, 1973) un âge de  $395 \pm 18$  M.A. et il le considère comme le produit d'une anatexie homogénéisante des granito-gneiss.

**Granite de Goldbach.** Parmi les granites porphyroïdes à biotite, ce granite est relativement hétérogène. Il contient localement de l'amphibole ou de la muscovite. Au

Nord-Est, il passe au granite de Wintzenheim (Blanalt et von Eller, 1965), granite peu porphyroïde, à muscovite rare et enclaves surmicacées de matériaux primaires. Selon P. Fluck, le granite de Goldbach a des caractères franchement magmatiques.

**Autres variations régionales des granites porphyroïdes à biotite.** A proximité de Kruth, aux environs du col d'Oderen, les granites porphyroïdes à biotite contiennent fréquemment de l'amphibole. Pour J. Hameurt (1967), le faciès à biotite et amphibole, prédominant dans cette région, correspondrait à un granite ancien (granite fondamental, type à biotite et amphibole), différent du granite du Bramont.

**Le problème des granites porphyroïdes à biotite.** A la suite de calculs effectués sur 18 analyses chimiques, Cl. Gagny (1968) considère l'ensemble des granites porphyroïdes à biotite comme une entité pétrographique parfaitement définie et relativement homogène. J. Hameurt (1967), au contraire, distingue dans cet ensemble, le granite du Bramont s.s. d'âge sudète et les autres granites porphyroïdes à biotite seule ou à biotite et amphibole (Nord de Bussang, environs du col d'Oderen, Est de la faille de la Thur, prolongée vers le Nord), considérés comme des granites fondamentaux, antérieurs.

En l'absence d'études détaillées sur les granites sujets à ces controverses, nous considérons ce problème comme non résolu et nous avons préféré utiliser le terme indifférencié de granite porphyroïde à biotite, localement à amphibole ou à muscovite.

**a $\gamma^3$ . Granite des Crêtes s.s. et autres granites à amphiboles. Granites porphyroïdes à actinote magnésienne.** Dans le cadre de la feuille, le massif de la Bresse, le massif de Metzeral et des petits massifs ou passées hétérogènes sont constitués par les granites à amphibole qui passent en transition aux granites porphyroïdes à biotite.

Le massif de la Bresse est constitué par le granite des Crêtes s.s. Cl. Gagny (1968) rattache également les autres massifs de granite à amphibole à ce granite, tandis que J. Hameurt (1967) les considère comme constitués par le type à amphibole de son granite fondamental.

**Massif de la Bresse.** Ce massif forme une bande SW—NE, large de 3 à 5 km, parallèle à la grande dislocation de Retournemer. Il a été étudié en détail par Cl. Gagny (1968)<sup>(\*)</sup>, à qui nous emprunterons l'essentiel de cette description.

La masse principale est constituée par la « variété bleue » des carriers (a $\gamma^3$ ). C'est un granite de teinte gris bleuté, à phénoblastes blancs de feldspath alcalin, en général orientés, de 2 à 3 cm de longueur. Les plagioclases, xénomorphes à sub-automorphes, ont une teinte gris bleuté. La biotite est sub-automorphe ; l'amphibole a cristallisé en prismes allongés, dispersés. La « variété noire » se distingue par la teinte du plagioclase, saumon, et la plus-grande proportion de minéraux ferro-magnésiens : biotite noire et amphibole en longues baguettes. Le granite des Crêtes contient de rares enclaves de roches cristallophylliennes décrites par G. Choubert (1935).

Le minéral caractéristique du granite des Crêtes s.s. est une actinote magnésienne à la limite des hornblendes (rapport  $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) \cong 72$ ). Des reliques de pyroxène subsistent parfois au cœur ou à la périphérie des cristaux allongés de cette amphibole. Elle contient de petits cristaux de biotite en inclusion ; par contre, elle est souvent incluse dans l'orthose et les plagioclases.

L'augite, en cristaux isolés et non altérés, est rare.

La biotite est magnésienne et titanifère ; elle se trouve en inclusion dans la plupart des autres minéraux.

(\*) Étude pétrologique et minéralogique des différents types avec caractérisation et analyses de chaque roche et de ses minéraux constitutifs ; interprétations pétrogénétiques.

Les plagioclases ont un habitus en cristaux idiomorphes, finement zonés. Leur composition est voisine de An 30. Des reliques de plagioclases subsistent fréquemment dans les cristaux d'orthose.

Les phénoblastes de feldspath potassique ont une structure complexe (F. Simmler, 1962). Ils sont constitués par de larges cristaux idiomorphes d'orthose, à zonation liée à une variation de la teneur relative en potassium et en sodium, et soulignée par des inclusions de biotite et de plagioclase. Ces cristaux d'orthose sont entourés par une couronne de microcline perthitique et poecilitique.

Le quartz est réparti en masses xénomorphes et interstitielles.

Les principaux minéraux accessoires du granite des Crêtes sont l'apatite, l'allanite, le zircon, le sphène, la pyrite, la chlorite et l'épidote.

L'analyse modale pondérale de l'échantillon-type (col de Grosse Pierre : x = 939,20 ; y = 346,08) est environ, en pourcentages :

Quartz	Feldspaths alcalins	Plagioclases	Biotite	Amphibole
15	40	15	20	10

Cl. Gagny (1968) donne en outre un tableau d'analyses chimiques moyennes :

Granite des Crêtes	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
Moyenne générale	63,26	14,07	4,53	0,08	4,28	2,82	2,42	6,29	0,77
Type clair	66,04	15,02	3,51	0,07	3,23	2,02	2,75	5,54	0,57
Type sombre	60,48	13,16	5,55	0,09	5,33	3,62	2,09	7,04	0,97

Les valeurs des indices modaux moyens (SAT. 24, COL. 30, FELD. 72, POT. 75) permettent à cet auteur de définir le granite des Crêtes comme un granite moyennement quartzique, leucocrate, sub-alcalin, potassique. La variété bleue, monzonitique et plus riche en quartz, est relativement pauvre en potassium. La variété noire, mésocrate et plus alcaline, est très riche en potassium et en magnésium.

Pour Cl. Gagny (1968), la composition chimique du granite des Crêtes provient de l'hybridation d'un magma basique profond par les produits de 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 cristaux xénomorphes de microcline, de plagioclase acide et de quartz.

J. Hameurt (1967) reconnaît également l'origine intrusive de ce granite dont les matériaux proviendraient de la « différenciation anatectique probable du granite fondamental à biotite et actinote ». Dans cette différenciation, les parties les plus riches en fer, en magnésium et en potassium auraient donné naissance au granite des Crêtes, tandis que la masse la plus riche en alumine et en sodium serait à l'origine du granite du Bramont.

Par analogies chimiques et minéralogiques, Cl. Gagny (1968) rattache les filons de microgranites à pyroxène, amphibole et biotite magnésienne au granite des Crêtes. Ces filons recourent largement la série du Markstein et la série d'Oderen, d'âge viséen, et le

granite du ballon d'Alsace, qui s'est mis en place à la limite du Viséen inférieur et du Viséen supérieur (Cl. Fourquin, 1973). Le granite des Crêtes est, par contre, antérieur au granite du Valtin, considéré comme westphalien. Des mesures géochronologiques effectuées sur des échantillons de granite des Crêtes, prélevés au col de Saint-Marie (feuille Saint-Dié) ont indiqué un âge de 335 M.A. (Bonhomme, 1967 — sur biotites et roche totale). Cette datation s'accorde bien avec les indications précédentes et la mise en place du granite des Crêtes à la phase sudète II (limite Viséen—Wesphalien) est maintenant généralement admise.

**Autres massifs de granite porphyroïde à amphibole.** Les granites porphyroïdes à amphibole sont bien représentés dans le bassin versant de la Grande Fecht. Ils forment un massif important entre le Petit Hohneck et Metzeral ; plus à l'Ouest, jusqu'au cirque de l'Altenweiher, le granite porphyroïde à biotite contient de nombreuses passées à amphibole. Deux bandes, de forme irrégulière, de granite à amphibole entre Metzeral et le Petit Ballon, et entre Munster et Wasserbourg, sont très largement pénétrées par des filons de granite à biotite et muscovite (granite de la Furch). Dans le granite de Goldbach, des passées à amphibole ont été observées au Nord-Ouest de Lautenbach et Nord-Est de Geishouse et à Ranspach. Les passées à amphibole sont fréquentes dans le granite porphyroïde à biotite entre Kruth et la forêt du Bonhomme.

L'amphibole de ces granites est généralement de l'actinote (composition inconnue). Ils passent progressivement aux granites porphyroïdes à biotite par diminution de la teneur en amphibole jusqu'à l'absence de celle-ci. A l'Est de Metzeral, les granites porphyroïdes avec ou sans amphibole sont très mélangés.

$\gamma^{K^o}$ . **Faciès de bordure des granites à biotite et des granites à amphibole, mélangés de cornéennes. Limites entre les granites porphyroïdes et les séries d'âge viséen.** Le massif primaire du Markstein est presque entièrement entouré par des granites porphyroïdes à biotite seule ou à biotite et amphibole. La série d'Oderen est, aussi, largement en contact avec ces granites entre Bussang et Kruth et entre Ranspach et les rochers d'Arutsch (ligne des klippen). Il est normal que ces quelques 60 km de contact présentent des aspects variés.

Quatre types de contacts ont été observés :

— un contact par faille dans la haute vallée de la Thur et au Nord et au Sud de Lautenbach :

— un contact franc, avec le granite de Goldbach entre Ranspach et Lautenbach. Au Grand Ballon, le recouvrement de ce granite par la série du Markstein selon une surface sub-horizontale à faiblement inclinée a été remarqué par la plupart des auteurs, depuis E. Collomb (1850). Cette limite n'est pas un mur de transgression ;

— l'intercalation d'une large bande de microgranite s'observe à l'Ouest d'Oderen jusqu'à Bussang et au-delà, ainsi qu'à l'Ouest et au Nord du Rothenbachkopf. Ces microgranites à pyroxène, actinote et biotite magnésienne présentent des caractères identiques à ceux qui sont associés au granite des Crêtes ;

— l'existence d'une zone de transition complexe en bordure nord du massif du Markstein entre Mittlach et le Petit Ballon. Large de 100 à 500 m, cette zone est surtout développée au contact du granite porphyroïde à amphibole. Un mélange, en dispositions et en proportions apparemment quelconques, de faciès variés s'y rencontre avec :

- des îlots résiduels de roches sédimentaires,
- des cornéennes franches, parfois surmicacées,
- des cornéennes, en voie de granitisation, pouvant passer à des roches graniteuses (Blanalt et von Eller, 1965, roches constituées par la même association minéralogique que les granites mais avec des structures détritiques reliques),
- des granites à biotite et muscovite, très fracturés et pénétrés de minéralisations ferrifères,
- des granites du type Kaysersberg (granite à biotites disposées en structures cloisonnées),

- des granites porphyroïdes à biotite,
- des granites porphyroïdes à amphibole.

Ces faciès peuvent être facilement observés au Nord et à l'Ouest du Petit Ballon, le long de la route forestière passant au-dessus de la ferme-restaurant de Rothenbrunnen. Un lambeau de cette zone de contact a été observé par P. Fluck 2 km au S.S.E d'Eschbach-au-Val, isolé au sein des granites, à proximité d'une faille.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite à amphibole et pyroxène en filons ou en petits massifs.** Synonymie : microgranites sombres et microsénites quartzifères à pyroxène (J. Hameurt, 1967). Ces filons sont bien représentés dans la moitié ouest du massif de granite à amphibole de la Bresse et, plus à l'Ouest, dans le granite de Gérardmer ; à la limite du Primaire et des granites porphyroïdes (petits massifs au Rothenbachkopf et à Bussang), dans la partie nord-ouest du Markstein et dans la série d'Oderen. Après G. Choubert (1935), Cl. Gagny (1968) les a étudiés de façon très détaillée :

Ce sont des filons, généralement épais de quelques mètres, parallèles ou perpendiculaires aux principales directions structurales. Sur le bord des filons, le microgranite a des caractères lamprophyriques (trois générations de biotite) et contient fréquemment de l'augite. Au cœur des filons, la structure est porphyrique et l'augite est souvent résorbée et remplacée par de l'actinote magnésienne. A l'exception d'une variation de teneur en potassium, dans certains filons, la composition varie peu selon une coupe transversale. La composition modale moyenne de ces microgranites est approximativement la suivante :

Quartz	Feldspaths	Biotite	Pyroxène ou amphibole
18	52	20	10

Le feldspath potassique est plus abondant que le plagioclase qui a généralement la composition d'une andésine (An 30 à An 40). Ce sont des microgranites sub-alcalins leucocrates à mésocrates, moyennement quartziques et potassiques.

En accord avec la plupart des auteurs, Cl. Gagny (1968) souligne la parenté de ces filons avec le granite des Crêtes. Sur le plan chimique, ils contiennent un peu plus de fer, de magnésium et de sodium et un peu moins de silice et de potassium.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
Filons	63,26	14,07	4,53	4,28	2,82	2,42	6,29	0,77
Granite des Crêtes	61,98	14,24	4,94	4,53	2,91	2,79	5,68	0,98

Sur le plan minéralogique, les ferromagnésiens sont de même type et ont subi des évolutions parallèles : augite résorbée et remplacée par de l'actinote magnésienne, biotite magnésienne titanifère.

En outre, Cl. Gagny (1968) souligne une très nette différenciation minéralogique dans ces caisses filoniennes, par rapport aux épointes. Ainsi, dans un même filon, à partir d'un matériel homogène se sont formés des microgranites à pyroxène à caractères fréquemment lamprophyriques contre les épointes, tandis que dans la partie centrale se sont formés des microgranites à amphiboles à structure porphyrique, bien développés dans les filons épais.

**Autre filon lié génétiquement au magma des Crêtes.** Cl. Gagny (1968) a décrit en détail sous l'angle minéralogique et pétrochimique un granophyre hyperalcalin, sodi-potassique intrusif dans le granite des Crêtes (Sud-Est du col de Grosse Pierre : x = 939,300 ; y = 346,050) et « lié génétiquement au magma des Crêtes ».

». **Lamprophyres variolaires en filons** : minette variolaire à phlogopite. Synonymie : orthophyre micacé variolitique (A. Michel-Lévy), bussangite (Cl. Gagny, 1968). Sur le territoire de la feuille, cette roche a été observée par Cl. Gagny (1968) en cinq gisements :

- dans la montée est du col de Bussang : x = 942,680 ; y = 340,140
- au Berberg, au Nord-Ouest d'Oderen : x = 946,300 ; y = 334,000
- au Sud de la ferme de Hensbach : x = 947,400 ; y = 333,400
- dans la carrière située en face de la gare de Kruth
- à l'Est du Griebkopf : x = 947,650 ; y = 338,850.

Ce sont des roches foncées, à pustules de 5 à 8 mm de diamètre et de teinte marron et à pâte ocre. Cl. Gagny (1968) donne avec réserve une analyse modale volumique de la minette du col de Bussang :

Feldspath alcalin	Phlogopite	Chlorite	Carbonate	Apatite
37	32	8	15	6

Les feldspaths, en longues touffes divergentes à disposition radiale, forment les éléments de la structure variolaire.

La phlogopite se présente en lattes flexueuses dont l'orientation est indépendante de la structure variolaire. Elle est remplacée par de la chlorite dans certains gisements. La pâte est constituée de phlogopite, calcite, feldspaths, épidote et minéraux opaques.

Avec de fortes teneurs en magnésium, calcium et potassium, ces roches ont une parenté chimique avec le granite des Crêtes. Ce sont des syénites alcalines mésocrates à mélanocrates.

**Autres filons à faciès lamprophyriques.** Cl. Gagny (1968) a également étudié en détail sur le plan minéralogique et pétrochimique un lamprophyre à chamosite et amphibole intrusif dans le granite des Crêtes au Sud du col de Grosse Pierre (x = 939,050 ; y = 345,725) et un microgranite alcalin à chlorite et faciès lamprophyrique intrusif dans la série d'Oderen (x = 949,200 ; y = 333,540) dont « l'affiliation génétique avec le magma des Crêtes ne peut être démontrée ».

#### Granites intrusifs à biotite et muscovite

A l'exception du granite du Valtin, *tardif* et bien individualisé, ces granites ont des compositions voisines et, sur le versant alsacien, ils peuvent présenter entre eux des passages progressifs. Le granite de l'Altenberg a un grain nettement plus fin ; les autres granites à deux micas n'ont pas été différenciés sur la feuille.

$\gamma^1$ . **Granites du lac Vert, de la Furch et de Ventron. Granites à grain moyen, à biotite et muscovite.** Remarque : pour Cl. Gagny (1968), le granite de Gérardmer (granite de Noire Goutte) est à rattacher à cet ensemble. Le granite du lac Vert a été décrit par J.B. Zingle (1967). 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, sub-alkalin et fortement sodique.

Le granite de Ventron affleure autour du bourg de Ventron et à l'Est de Cornimont (il n'est pas représenté sur la crête du Grand Ventron). Il a été décrit par J. Hameurt (1968) : la teinte de la roche saine est gris clair, souvent gris-beige à l'affleurement. La texture est équante, isogranulaire, à grains millimétriques. Cet auteur indique la composition minéralogique suivante (pourcentages) :

Quartz	Microcline	Plagioclases	Biotite	Muscovite
27	26	38	5	4

Le microcline est en grains xénomorphes, poeciloblastiques et non maclés ; quelques feldspaths potassiques ont un zonage rythmique analogue à ceux du granite du Bramont. Les plagioclases sont en cristaux automorphes à zonage marqué. La biotite est partiellement corrodée et transformée en chlorite. La muscovite a plusieurs habitus : lamelles agrégées, accolées en épis à la biotite, lamelles plus grandes dentelliformes, au sein des feldspaths et nids à la place de fantômes de cordiérite.

Le chimisme du granite de Ventron est remarquablement homogène ; c'est un granite leucocrate, alcalin à sub-alkalin et sodi-potassique. J. Hameurt (1968) souligne sa parenté minéralogique avec le granite du Bramont et Cl. Gagny (1959) indique que le passage entre ces deux granites est graduel.

Le granite de la Furch a été décrit par J. Jung (1934) qui lui a donné le nom du ruisseau drainant la vallée de Luttenbach. Il forme une masse aux contours irréguliers entre Breitenbach et Wasserbourg et possède un important cortège de larges filons, bien représentés dans le granite de Hohrodberg. C'est un granite à grain relativement fin. J. Jung y note l'abondance du quartz et la fréquence de la muscovite en petits cristaux. Il est holo-leucocrate, parfois orienté. La biotite est rubéfiée et des nids de pinite sont les témoins de cristaux de cordiérite altérés.

Le granite de la Furch est intrusif dans les granites porphyroïdes à biotite et amphibole. Il se charge en phénocristaux, à l'Est du hameau de Steinlisberg, sur la rive droite de la Furch.

A proximité du granite de la Furch, le granite porphyroïde à amphibole est largement pénétré de granite à deux micas. Un figuré en surcharge a été utilisé pour représenter le mélange intime des deux types de granite.

Les granites porphyroïdes à biotite qui limitent le massif du Markstein à l'Est et au Sud sont recoupés par de petits massifs de granites à deux micas. Le passage entre les deux types de granite est souvent progressif. Aux granites à deux micas qui traversent le massif de Goldbach, sont associées d'intenses venues hydrothermales ferrifères.

$\gamma^{1h}$ . **Granite de l'Altenberg : granite à grain fin à biotite et muscovite.** Ce granite forme deux petits massifs au Nord de la feuille ; l'un, en aval du cirque de Rothried, est recoupé en gorge par la Petite Fecht ; l'autre affleure sur le versant rive gauche de cette vallée.

Le granite de l'Altenberg a été étudié par J.B. Zingle (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	4	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 sub-alkalin, leucocrate, fortement sodique. Par sa minéralogie et son chimisme, il s'apparente au granite du lac Vert. Selon J.B. Zingle, sa température de cristallisation serait de  $750^{\circ} \pm 50^{\circ} \text{C}$  (méthode utilisant les macles de plagioclases).

$\gamma^1$  c. **Granite du Valtin : granite à grain grossier, à muscovite et biotite.** Synonymie : granite des Mortes (Cl. Gagny, 1968). Le granite du Valtin forme une longue *lame*, large au plus de 2 km, localisée sur la lèvre occidentale de la grande dislocation de Retournemer, au cœur des Vosges. Il forme également une écaïlle contre la grande faille de la Thur, en amont de Wildenstein, au niveau de la ferme du Bramont.

Le granite du Valtin a été étudié par J. Hameurt (1967) et Cl. Gagny (1968). C'est une roche de teinte rosée à blanc crème, grossièrement grenue, à grain de 0,3 à 1 cm et à texture souvent porphyroïde.

Composition minéralogique :

Quartz	Feldspaths	Biotite + Chlorite	Muscovite + Pinite
33 à 36	52 à 55	3 à 10	5

Le quartz est en cristaux arrondis à sub-automorphes. Selon J. Hameurt, le granite du Valtin contient deux générations de cristaux de feldspaths potassiques, tous xénomorphes : des phénoblastes homogènes et limpides et des cristaux hétérogènes à zonation rythmique analogue à ceux du granite du Bramont. Le plagioclase a une composition voisine de la limite albite-oligoclase. La biotite peut être partiellement transformée en chlorite. La muscovite a plusieurs habitus : cristaux bien formés associés à la chlorite, fines aiguilles de séricite au cœur des plagioclases, perthites dans le microcline, amas de pinite occupant des fantômes de cordiérite.

Le granite du Valtin est un granite holo-leucocrate à leucocrate, acide à sub-alkalin. Il contient plus d'alumine et de potassium et moins de sodium que les autres granites à deux micas des Vosges moyennes.

Le granite du Valtin est intrusif dans le granite des Crêtes. Sa limite orientale, contre la faille de Retournemer, est broyée tectoniquement, indice du fonctionnement de cette faille, après sa mise en place. L'identité du granite du Valtin et du granite du Brézouard, daté par des arguments stratigraphiques (J.P. von Eller, 1961) et des mesures d'âge absolu ( $314 \pm 17 \text{ M.A.}$  ; Bonhomme, 1964, méthode Rb/Sr), lui confèrent un âge westphalien supérieur (phase asturienne). C'est le granite intrusif le plus récent des Vosges moyennes.

**Faciès de bordure du granite du Valtin.** Au Sud-Ouest de l'étang de la Cuve et en limite nord du territoire de la feuille, le granite du Valtin présente un faciès de bordure, très développé. La texture devient plus finement grenue et les phénoblastes de microcline sont moins nombreux et moins développés.

Le granite du Valtin présente un important cortège filonien, développé, presque exclusivement à l'Ouest de la *lame*.

$\mu\gamma$ . **Microgranite à biotite et muscovite en filons ou en petits massifs.** Ces filons sont répartis en deux champs bien distincts : l'un, aux environs de Munster, est associé au granite de la Furch, l'autre, aux environs de la Bresse, correspond essentiellement au cortège filonien du granite du Valtin. Pour des raisons de simplification graphique, ces deux types de filons ont été figurés sous la même teinte et la même notation.

**Cortège filonien du granite de la Furch.** Les filons ont été étudiés, sur la rive gauche de la Fecht, par J.B. Zingle (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. Zingle (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.

**Cortège filonien du granite du Valtin.** Ces filons se rencontrent dans le granite lui-même, mais surtout à l'Ouest de la lame de granite du Valtin où se situe le petit massif de Moyenmont (Nord-Est de la Bresse). Ce cortège est constitué essentiellement de microgranites, de quelques filons d'aplite ; les filons de pegmatites sont rares. Les microgranites ont une teinte rose et une texture massive, finement grenue. Les quartz sont automorphes ; les feldspaths alcalins se présentent en phénocristaux sub-automorphes.

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.

α. **Aplites : granites aplitiques à grain très fin.** Des aplites ont été observées dans le champ filonien de la Bresse, près des Spitzkoepe (au-dessus du lac de Fishboedle), le long de la route de Muhlbach au Gaschney, en filons dans le granite porphyroïde à amphibole. Enfin un long filon d'aplite a été aimablement indiqué par Gérard Leser, entre Breitenbach et le hameau de Rosselwasen (commune de Stosswhir). Le filon est constitué par une apélite franche, rose, saccharoïde et très compacte. Sa puissance moyenne est de l'ordre de 5 mètres. Ce filon se prolongerait au Nord de la Petite Fecht (chapelle de Schweinbach) et jalonnerait une ligne, longue de 4 km, qui pourrait correspondre à une zone faillée (de nombreuses sources lui sont associées).

#### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-HERCYNiennes

d. **Dévonien inférieur et moyen. Schistes rouges et verts (en écailles tectoniques).** Tandis que des découvertes paléontologiques indiquaient que l'ancien « Dévono-Dinantien » des Vosges du Sud était essentiellement d'âge viséen (voir chapitre Viséen), J. Doubinger et M. Ruhland (1963) découvraient dans les schistes rouges du Treh, à l'Ouest du Markstein, une faune de Chitinozoaires d'âge « dévonien inférieur à moyen ».

L'appartenance de ces schistes rouges à des lambeaux tectoniques d'origine profonde liés à l'accident chevauchant de la *ligne des klippes*, fortement présumée par la cartographie, a été confirmée par l'analyse tectonique de F. Lillié. Les schistes du Treh ont un « faciès de déformation à micro-structures fines qui relève d'un niveau structural un peu plus profond (anchizone inférieure) que celui des formations du Markstein ».

D'origine marine, ces schistes sont les seuls témoins d'âge dévonien connus dans les Vosges entre les schistes et calcaires du Belfortais et les séries dévoniennes de la vallée de la Bruche.

Remarque : Au Nord-Est de Buhl, existe un affleurement peu étendu de schistes

rouges ( $x = 962,400$  ;  $y = 337,175$ ). Seuls des restes peu caractéristiques, analogues à ceux contenus dans les formations du Markstein y ont été dégagés par les méthodes de séparation utilisées en palynologie (J. Doubinger).

*FORMATIONS SÉDIMENTAIRES LIÉES A L'OROGENÈSE HERCYNienne*

*VISÉEN : SÉRIES SÉDIMENTAIRES LIÉES A L'OROGENÈSE HERCYNienne*

Les trois grands ensembles sédimentaires des Vosges hercyniennes du Sud sont bien représentés sur la feuille :

- |                               |                      |
|-------------------------------|----------------------|
| — la série d'Oderen-Bussang   | Viséen inférieur     |
| — la série du Markstein       | Viséen indifférencié |
| — la série de Giromagny-Thann | Viséen supérieur.    |

Ces séries sont séparées, sur la feuille, par la grande ligne de contact anormal des Vosges hercyniennes du Sud (ligne des klippes) et le granite de Goldbach. En conséquence, leurs rapports chronostratigraphique et paléogéographique sont assez mal connus.

Ce sont des séries marines de faciès *culm* : épaisses successions d'assises détritiques, constituées essentiellement de *grauwackes*. Parmi les nombreux sens du terme *grauwacke*, nous utiliserons celui indiqué par Gagny (1962) pour les Vosges du Sud : « ... roche détritique sombre, dans laquelle la proportion de débris de roches éruptives et métamorphiques l'emporte souvent sur celle des minéraux clastiques, quartz, feldspaths, micas, amphiboles et pyroxènes. Le ciment est constitué par une phase détritique plus fine, riche en chlorite et parfois en particules schisteuses ». Cet auteur précise la granulométrie par un épithète :

grauwacke brèche	éléments de longueur supérieure à 2 mm
grauwacke arénite	éléments de diamètre compris entre 0,62 et 2 mm
grauwacke lutite	éléments de diamètre compris entre 4 $\mu$ et 0,62 mm
schistes (lutites fines schisteuses)	éléments de diamètre < 4 $\mu$

**h<sub>2a</sub>. Série d'Oderen (partie inférieure de la série autochtone de J. Jung, 1928)**

Dépôts détritiques marins constitués par une alternance de *grauwackes-arénites* et de *grauwackes-lutites*, à passées de schistes à plantes flottées et de projections volcaniques riches en albite : les tufs albitophyriques (K).

Cette série est bien représentée entre Oderen et Bussang, de part et d'autre du col de Bussang et sur la rive gauche de la vallée de la Thur, entre Kruth et Ranspach. Les assises sédimentaires étant plissées et faillées, aucune coupe-type de la série n'a pu être établie. Son épaisseur est, en conséquence, inconnue, mais elle est très probablement importante, au moins de l'ordre de 1000 mètres.

Les *grauwackes-arénites* et les *grauwackes-lutites* sont, le plus souvent, disposées en cyclothèmes (Cl. Gagny, 1962). Ces cyclothèmes correspondent à des « séquences mal granoclassées, rythmiques, mais incomplètes ». L'épaisseur des séquences est très variable et oscille, le plus souvent, entre 5 et 30 cm. Chaque séquence est, en général, constituée de deux termes :

— le terme inférieur, généralement plus épais que le terme supérieur, est une *grauwacke-arénite* à grain moyen. A sa base, il contient fréquemment des éléments remaniés de roches : galets mous de schistes, *grauwacke-lutite* fine, quartzite à muscovite, laves trachytiques (sans hornblende).

— le terme supérieur est constitué de *grauwacke-lutite* avec des passées relativement grossières et des passées de schistes contenant fréquemment des débris de plantes flottées.

Les tufs albitophyriques caractérisent localement la série d'Oderen. Ils forment des bancs épais de quelques décimètres à quelques mètres, souvent en saillie dans la topographie. Ces tufs ont été décrits par Cl. Gagny (1957) : leur grain est microscopique, leur couleur est gris clair, avec une patine blanche, très tenace. Ils sont indépendants du rythme et du granoclassement de la série à cyclothèmes encaissante. Ce sont des tufs cendreux à microbréchiques. Les tufs microbréchiques passent latéralement et progressivement aux tufs cendreux et ces derniers passent aux formations sédimentaires encaissantes. Quand les deux types sont superposés, les tufs cendreux sont fréquemment à la base.

Les tufs microbréchiques contiennent des débris de verres volcaniques. La plupart des tufs contiennent des cristaux anguleux et isolés d'albite, en abondance, de quartz, d'andésine et, plus rarement, de feldspath potassique. Ces éléments détritiques sont cimentés par de l'albite de néoformation à laquelle sont associés de la chlorite, de fins granules ferrugineux, de l'épidote, de la calcite et du quartz.

Selon Cl. Gagny (1968), ces tufs forment, sous l'angle chimico-minéralogique, une entité pétrographique parfaitement définie avec 45 à 50 % d'albite théorique à 12 % de Na<sub>2</sub>O (voir tableau n° 2).

La série d'Oderen contient également des diabases et gabbros (K3). Ces roches ne sont représentées sur la feuille qu'au Nord-Est d'Urbès, au-dessus de la tranchée de la voie ferrée inachevée de Fellingring à Bussang. Le plus souvent affectées par un métamorphisme épizonal (paragenèse chlorite-calcite-silice), ces diabases ont une tendance andésitique et se situent en dehors du champ chimico-minéralogique des basaltes typiques. Pour Stussi (1970) « l'association diabases-albitophyres-orthophyres<sup>(\*)</sup> caractérise le volcanisme pré-orogénique parmi lesquels font défaut les représentants à caractères basaltiques francs et les termes silico-alcalins. L'association se définit par une tendance évolutive silico-sodique (donnant naissance aux albitophyres) passant à une tendance de feldspathisation potassique qui voit l'individualisation des faciès orthophyriques... ».

Cl. Fourquin (1973) met l'accent sur le caractère sous-marin profond des phénomènes volcaniques du Viséen inférieur et sur le processus de spilitisation. Le terme de volcanisme pré-orogénique ne lui semble pas justifié dans le contexte paléogéographique du Viséen inférieur.

En dehors de ces faciès typiques : cyclothèmes et tufs albitophyriques, la série d'Oderen comprend quelques niveaux de grauwackes bréchiques. La plupart de ces niveaux sédimentaires ont une teinte très foncée, souvent noire. Quelques niveaux à Radiolaires ont été observés, mais les phanites typiques sont rares.

L'âge viséen de la série d'Oderen est indiqué par les diverses espèces de plantes flottées récoltées (Mathieu, 1949 — Mattauer et Théobald, 1957 — Corsin et al., 1956, 1957, 1959, 1973) : *Sphenopteridium dissectum* Goepfert, *Sphenopteridium collumbi* (*Triphylopteris collombiana* Schimper), *Rhacopteris inaequilatera* Goepfert, *Adiantites* sp., *Sublepidodendron*, *Ulodendron* sp., *Asterocalamites scrobiculatus*, *Asterocalamites* (*Archaeocalamites*) *radiatus* Brongniart.

La faune découverte par Mattauer (1959) à Rimbach (1/50 000, Thann 1-2), avec le Brachiopode *Chonetes papillonacea* indique un âge viséen inférieur pour la série d'Oderen.

Sous l'angle structural, dans le cadre de la feuille, trois domaines peuvent être distingués dans la série d'Oderen :

- au Sud d'une ligne Bussang—Fellingring, les assises sont plissées selon des axes est—ouest, généralement horizontaux,
- au Nord de cette ligne, les plis sont orientés NE—SW,
- sur la rive gauche de la vallée de la Thur, les structures sont très complexes.

(\*) Les orthophyres, plus tardifs, forment des protusions dans le Viséen supérieur du Sud des Vosges.

Ce dernier domaine a fait l'objet d'une analyse détaillée inédite (F. Lillié). Les assises y sont déformées selon des plis à grand rayon de courbure d'axe N 160° E, légèrement inclinés. Dans les niveaux les plus fins, une schistosité de fracture est associée à ces plis. Les bancs de grauwackes sont affectés de diaclases longitudinales. Ces effets tectoniques seraient liés à la phase sudète I, à la limite du Viséen inférieur et du Viséen supérieur. Des plis à petit rayon de courbure, d'axes très inclinés et de directions diverses, se surimposent aux plis de la tectonique sudète I et seraient associés au jeu d'une tectonique cassante liée à la phase sudète II. Selon M. Ruhland (1973), lors de cette phase, la faille de la Thur aurait eu un jeu de 3 à 4 km dans le sens horizontal, lié à la rotation du massif du Markstein dans le sens des aiguilles d'une montre, avec un angle de 30°. Selon Cl. Gagny (1968), le compartiment nord de la faille est-ouest du col de Bussang serait un panneau relativement profond, affecté par un jeu tectonique différent du compartiment sud, lors de la phase sudète II.

**Contexte paléogéographique de la série d'Oderen.** Actuellement délimitée au Sud par le granite des Ballons, au Nord par les granites du Drumont et au Nord-Est par le granite de Goldbach et la *ligne des klippes*, la série d'Oderen s'est déposée dans un bassin sédimentaire plus vaste que cette aire limitée par les effets de la tectonique et du plutonisme. Cl. Gagny (1968) a envisagé une importante extension de la série d'Oderen vers le Nord. Il lui rattache le lambeau du Collet, écaïlle de terrains sédimentaires viséens écrasés et modifiés. Cet auteur a signalé la présence de tufs albitophyriques « à la hauteur de la chapelle de Brabant », au Sud-Est de la Bresse, en domaine granitique. Cl. Fourquin (1973) confirme la parenté et l'équivalence de la série d'Oderen avec celles de Plancher-Bas et de Malvaux, au Sud du granite de Ballons. Depuis, Ch. Velain et A. Michel-Lévy (1911), les analogies entre le Viséen du Sud des Vosges et celui du Morvan sont bien connues.

**Métamorphisme de la série d'Oderen.** La série d'Oderen n'a aucune marque nette d'un métamorphisme régional. Si elle a été affectée par un tel métamorphisme, celui-ci n'a pas dépassé le stade de l'anchizone et il est masqué par le métamorphisme de contact dû au granite.

La série d'Oderen est recoupée par de nombreux filons de microgranite à pyroxène et amphibole ayant pour Cl. Gagny (1968) une parenté chimico-minéralogique avec le granite des Crêtes. Les relations des filons de lamprophyres variolaires avec ce granite sont moins certaines.

## h2. Série du Markstein (série allochtone de J. Jung, 1928)

Bancs de grauwackes-brèches, de grauwackes-arénites, de grauwackes-lutites et de schistes, le plus souvent groupés en séquences granoclassées, épaisses de quelques mètres.

Cette série n'est conservée que sur le territoire de la feuille Munster dont elle occupe la partie centrale. Elle affleure le long de la route des Crêtes, du Rothenbachkopf au Grand Ballon, et forme le soubassement des bassins versants des hautes vallées de la Lauch et des Fecht de Mittlach et de Sondernach. Au Nord-Est du Petit Ballon, les formations sédimentaires du fossé d'effondrement de Wasserbourg semblent également appartenir à la série du Markstein. Cette série est fortement plissée et ses assises sont largement masquées par des formations superficielles. En conséquence, aucune coupe-type n'a pu être établie. L'épaisseur de la série du Markstein est inconnue ; elle est probablement très importante, au moins de l'ordre de 1000 mètres.

Cl. Gagny (1962) a mis en évidence la disposition alternée en « rythme sédimentaire » des grauwackes grossières, des grauwackes fines et des schistes. Cet auteur a étudié en détail les beaux affleurements dégagés par l'entaille de la route nationale de Lautenbach au Markstein au point de coordonnées : x = 953,250 ; y = 336,800. Cl. Gagny a défini deux types de séquences : des *séquences majeures* et des *séquences mineures*.

- *Les séquences majeures* ont de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. Elles comprennent un « terme de base » et un « complexe terminal ». Le terme de base est granoclassé avec des grauwackes-brèches et des grauwackes-arénites grossières dans sa partie inférieure et des grauwackes-arénites moyennes dans sa partie supérieure. Il constitue souvent la masse principale de la séquence. Le complexe terminal est constitué de niveaux alternés de grauwackes fines et de schistes, les niveaux les plus fins étant constitués de séquences mineures. L'épaisseur du complexe terminal est très variable.

- *Les séquences mineures*, subordonnées au complexe terminal, ont quelques millimètres d'épaisseur. Granoclassées, elles se terminent souvent par une lamine de schiste riche en Radiolaires.

Cl. Gagny attribue la formation de ces séquences à des courants de turbidité, le terme de base étant le dépôt des matériaux transportés par un courant principal, le complexe terminal étant celui des particules plus fines, entraînées par des courants secondaires. Il classe la série du Markstein parmi les formations de type flysch.

Les grauwackes-brèches sont hétérométriques ; leurs éléments, sub-anguleux à sub-arrondis, ont des inclinaisons et des orientations quelconques. Ils sont proches ou épars et les éléments isolés de grande taille (20 cm) ne sont pas rares. Certains d'entre eux sont étrangers au bassin de sédimentation : fragments de quartzites-arénites et de quartzites-lutites, de laves andésitiques à hornblende brune automorphe et de laves à plagioclase et biotite. La brèche de Hundsruucken<sup>(\*)</sup> (x = 951,950 ; y = 334,250) contient des éléments de tufs albitophyriques dont certains atteignent une taille de 20 cm. La brèche de Linthal<sup>(\*)</sup> (x = 957,000 ; y = 340,250) contient des éléments d'origine très variée. Un galet calcaire de 20 cm y a été rencontré. Cl. Gagny (1968) se fonde sur la présence d'éléments de gabbros et de gneiss mylonitiques, analogues à ceux des lambeaux tectoniques de la ligne des klippen pour faire de la brèche de Linthal une écaille tectonique liée à un contact anormal.

Les grauwackes-arénites grossières contiennent souvent des nodules à ciment calcaire de 10 à 20 cm de diamètre, les *ovoïdes*. Ceux-ci ont parfois été complètement altérés et érodés ; la grauwacke encaissante est dans ce cas percée de cavités de dimensions et de formes analogues à celles des ovoïdes. A proximité du granite, ils sont fréquemment transformés en cornéennes à épidote et diopside. Ces ovoïdes sont considérés localement comme des éléments caractéristiques de la série du Markstein et, à défaut de niveaux repérés, ils peuvent être un guide utile dans l'établissement des structures. Leur genèse a fait l'objet de plusieurs hypothèses. Pour J. Jung (1928), ce sont les parties restées intactes à la suite de la décalcification d'un grès calcaire. Cl. Gagny (1958) assimile les ovoïdes à des éléments clastiques, détachés de grauwackes à ciment calcaire à demi indurées par des courants de turbidité, tandis que M. Ruhland (1961) les considère comme des concrétions calcaires formées *in situ*.

Les grauwackes-arénites sont constituées, pour l'essentiel, de minéraux clastiques, à contours anguleux à sub-anguleux. Cl. Gagny (1962) y a reconnu les minéraux suivants : quartz, plagioclases, feldspaths alcalins zonés ; hornblende verte, pyroxène augite ; apatite en cristaux sub-automorphes de taille relativement élevée (jusqu'à 0,5 mm) ; biotite, muscovite, chlorite ; grenat, minéraux opaques, zircon, spinelles.

La série du Markstein ne renferme pas de formations volcaniques massives. Les seuls éléments volcaniques connus ont été observés dans les formations détritiques : éléments de tufs albitophyriques dans la brèche du Hundsruucken, éléments de trachytes alcalins dans la brèche du Klintzkopf. L'abondance et la taille de ces derniers font penser à un centre d'émission local.

Aucun niveau charbonneux n'a été reconnu dans la série du Markstein. Les schistes verdâtres du Breitfirst et du Schweiselwasen ont été interprétés par J. Jung (1928) comme des faciès d'altération des schistes noirs. Cl. Gagny (1968) signale des schistes

(\*) M. Ruhland (1961-1962).

rouges au Sud du Spitzkopf.

Le schéma cartographique des lithofaciès, figuré en marge de la feuille, donne une idée approximative de leur répartition. Dans l'état des connaissances actuelles, il n'est pas encore possible d'établir les relations chronostratigraphiques et structurales entre les différentes aires distinguées par leurs caractères lithologiques essentiels. Seule la direction structurale N 135° E apparaît nettement dans l'orientation de la plupart des barres de grauwackes massives, dégagées par l'érosion, et par les axes de plis observés dans les grauwackes fines et les schistes.

L'âge précis de la série du Markstein est mal connu. Quatre gisements ont fourni des restes végétaux mal conservés avec (Corsin et *al.*, 1957-1959) : *Rhacopteris inaequilatera*, *Asterocalamites* sp. qui donnent la quasi-certitude d'un âge viséen. Les arguments tectoniques donnent une forte présomption pour un âge viséen inférieur, tandis que la présence de trachyte alcalin au Klintzkopf analogue aux trachytes du Rotutel (feuille Thann), ainsi que les éléments de latites dans les grauwackes seraient des arguments (Cl. Gagny, 1968) pour établir un synchronisme partiel avec la série de Thann, datée du Viséen supérieur.

**Tectonique, métamorphisme et plutonisme dans la série du Markstein.** Selon F. Lillié et M. Ruhland (1961-1962), la série du Markstein a d'abord été affectée par une tectonique souple de direction est-ouest conservée après rotation du massif dans les axes d'orientation N 135° E. Ces plis souples, d'axes sub-horizontaux, déjetés vers le Sud et le Sud-Ouest ont développé, indépendamment des granites intrusifs, une schistosité de fracture ou une schistosité ardoisière, selon les lithofaciès, généralement peu marquées. Ce plissement a été accompagné d'un léger métamorphisme régional ; le centre et le Sud du massif, comprenant des roches à illite et chlorite secondaires peuvent être rattachés à une anchizone, la partie septentrionale du massif à une épizone. F. Lillié a attribué ces plissements à une phase sudète I. Cette phase tectonique se serait achevée par une phase de *serrage*. Le chevauchement de la série du Markstein sur la série d'Oderen, le long de la *ligne des klippes* serait lié à ce jeu en *compression*. La série du Markstein, comme l'ensemble du massif vosgien, a subi ensuite d'importantes déformations liées à la phase sudète II, à la fin du Viséen supérieur. Ces mouvements ont engendré des plis semi-rigides et des basculements de blocs. L'effet le plus spectaculaire est selon M. Ruhland (1973) la rotation dextre du massif du Markstein, selon un angle de 30° environ (voir le schéma structural figuré en marge de la carte).

Cette seconde génération de plis a affecté surtout la périphérie du massif. Leurs axes sont souvent inclinés. Les moins inclinés d'entre eux ont une orientation moyenne N 45° E. La structure est localement très complexe car les intrusions granitiques ont engendré également des plis dans les sédiments proches de leurs limites. Le métamorphisme de contact, lié à ces intrusions, est, selon les localités, antérieur, contemporain ou postérieur aux plis d'axe N 45° E (F. Lillié). La limite de ce métamorphisme, dans la série du Markstein, est indiquée sur la feuille par une limite approximative. Il apparaît à distance des granites par la présence de nodules phylliteux dans les schistes et des recristallisations dans les grauwackes. A proximité du granite, apparaissent des cornéennes et des recristallisations plus complètes donnant des textures proches des granites (roches graniteuses, Blanalt, 1965). Dans l'angle nord-est du massif du Markstein, les granites sont bordés d'une frange de microgranites basiques ayant un chimisme proche du granite des Crêtes (Cl. Gagny, 1968).

Le massif du Markstein est traversé par de nombreux filons de microgranites basiques ayant souvent une texture relativement grenue. Il est possible que des masses granitiques existent à des profondeurs relativement faibles sous la série du Markstein. Les microgranites acides sont rares et localisés en bordure nord du massif. Cl. Gagny (1968) a observé, à l'Est du barrage de Wildenstein, un filon de lamprophyre variolaire et un pointement de rhyolite dont l'extrusion pourrait dater du Permien.

h<sub>2aM</sub>. **Unité Munster-Aeckerlé—Ebeneck : schistes et grauwackes avec petits massifs de roches vertes (K<sub>3</sub>) : spilites, diabases et microgabbros.** Dans l'angle sud-est de la feuille, cette unité est intercalée entre deux accidents importants : la ligne des klippes à l'Ouest et la faille de Rimbach à l'Est. Sa disposition structurale, la présence de roches vertes à caractères spilites et de blocs de tufs albitophyriques à la limite sud de la feuille l'apparente à la série d'Oderen.

Elle n'en a pas, cependant, l'aspect typique et de rares intercalations de grauwacke à ovoïdes ont été observées à proximité de Murbach. Constituées principalement de schistes et serrées entre deux masses de roches dures, ces assises ont été fortement déformées par les mouvements hercyniens. Une disposition en écaillés tectoniques n'est pas exclue et pourrait expliquer la juxtaposition d'assises rappelant des séries différentes. Il est également possible que ces assises se soient déposées dans une zone de transition entre le « bassin d'Oderen » et le « bassin du Markstein ».

### Série de Thann

Cette série, bien représentée dans la région de Thann et Masevaux, occupe l'angle sud-est du territoire de la feuille.

Deux ensembles ont été distingués : *un complexe volcano-sédimentaire inférieur*, comprenant d'importantes masses de projections et des coulées de latites, une unité supérieure *l'unité de Sainte-Anne*, moins nettement définie à rhyolites, ignimbrites et conglomérats.

#### Complexe volcano-sédimentaire inférieur

Il forme une masse allongée entre Buhl au N.NE et le Thierenbachkopf au S.SW. Les différentes assises décrites correspondent à une succession stratigraphique très approximative.

τβ *Brèche de Lorette : brèche sédimentaire et volcanique (labradorites<sup>(\*)</sup> et trachy-andésites).* C'est un ensemble de roches très variables et très hétérogènes. Cette brèche affleure en blocs et roches isolés et il est difficile de voir sa structure réelle à petite échelle. Quelques interstratifications de coulées de labradorites ont été observées à la limite sud du domaine de la feuille. Des masses plus ou moins bréchiques de trachy-andésites affleurent sur la crête située à l'Est de la ferme du Sudel.

La brèche de Lorette est limitée à l'Ouest par une dislocation relativement importante, localement décalée par des failles transversales, qui se suit de Lautenbach à Bitschwiller et Masevaux (feuille Thann). C'est un équivalent approximatif possible des brèches inférieures et des brèches de Belfahy de la série de Giromagny (Cl. Fourquin, feuille Giromagny).

h<sub>2b</sub>. *Schistes, grauwackes et conglomérats.* Des schistes gris clair, très fragmentés, à l'Est du Sudelkopf, ainsi que des schistes grauwackes et conglomérats, au Sud-Est de Murbach et à l'Ouest de Buhl, apparaissent stratigraphiquement situés au-dessous de la masse principale du complexe volcanique inférieur. A l'Ouest de Buhl (mont Demberg), ces niveaux sédimentaires contiennent des intrusions massives de faciès hypo-volcaniques latitiques.

(\*) Des roches analogues sont désignées comme labradorites par Cl. Fourquin, plus au Sud (sens micrographique et non chimico-minéralogique).

α. « Labradorites »<sup>(\*)</sup>, andésites et faciès pyroclastiques du *Schlusselkopf* (cote 878 au Sud de Rimbach). (Synonymie approximative : porphyrites andésitiques de Stussi, 1970). Ces roches volcaniques forment une importante masse montagneuse au Sud du Rimbach. Au Nord de la rivière, elles sont disposées en bandes alternées avec les faciès hypo-volcaniques latitiques (disposition intrusive probable de ces derniers).

De teinte grise, gris-bleu, violet sombre ou verte, la plupart de ces roches contiennent :

- des phénocristaux de plagioclases : soit des plagioclases zonés An 60 - An 30 (labrador - oligoclase), soit de l'andésine ;
- de l'augite, des péridots ou leurs produits d'altération ;
- une mésostase microgrenue, d'importance variable fréquemment riche en chlorite, avec des plages xénomorphes de plagioclases (tableau d'analyse n° 2, échantillon V 680).

(ατ). *Faciès hypo-volcaniques latitiques du Demberg*. (Synonymie : latites à augite et olivine, faciès hypo-volcaniques verts de Cl. Gagny (1968) et porphyrites latitiques hypo-volcaniques de J.M. Stussi (1970)). C'est une roche de teinte généralement vert foncé à structure microgrenue, légèrement porphyrique, peu variable. Elle forme des masses importantes au mont Demberg. Au Sud du ruisseau de Murbach, ces faciès sont intercalés dans la brèche de Lorette<sup>(\*\*)</sup>, les assises sédimentaires et les andésites (intercalations de caractère intrusif probable).

Relativement durs, les faciès hypo-volcaniques donnent, après érosion, de gros rochers et des éboulis à blocs plus ou moins isodiamétriques. Très homogène la roche contient des phénocristaux de labrador, très abondants et de forme presque équante, des fantômes d'augite ou d'olivine (chlorite verte entourée de zoïsite), des microlites d'andésine, une mésostase constituée d'orthose xénomorphe à sub-automorphe, de chlorite et d'un peu de quartz.

J.M. Stussi (1970) indique l'analyse modale suivante (échantillon V 629) :

Plagioclase	Orthose	Augite	Biotite	Chlorite	Minerai	Quartz + Apatite + Zircon
39,5	29,6	10,2	6,3	13,3	1,9	2

αετ. *Latites du Thierenbachkopf et du Lindloch*. π. *Coulées à texture porphyrique*. (Synonymie : latites à augite et olivine, faciès d'épanchement marron (Cl. Gagny, 1968) et porphyrites latitiques effusives, faciès brun + porphyrites leuco-latitiques (J.M. Stussi, 1970)). Cet ensemble volcanique comprend des laves à textures plus ou moins porphyriques et des faciès pyroclastiques qui sont cependant moins développés que dans l'ensemble andésitique du *Schlusselkopf*. La limite entre les faciès andésitiques et les faciès latitiques est relativement nette sur le terrain, mais il est difficile de trancher entre l'hypothèse d'une simple superposition et celle d'un contact tectonique. Les latites forment un arc de cercle, à faible rayon de courbure entre Buhl et le Thierenbachkopf.

Ce sont des roches de teinte brun rouge, parfois rouge brique (leucolatites) à l'altération. Elles sont souvent très diaclasées. Les phénocristaux de plagioclase, de teinte blanc verdâtre, sont généralement bien développés et ont des tailles de l'ordre du centimètre, dans les coulées porphyriques. Leur composition est celle d'un labrador. Les latites contiennent également quelques cristaux d'augite et des fantômes de

(\*) Des roches analogues sont désignées comme labradorites par Cl. Fourquin, plus au Sud.

(\*\*) A la limite sud de la feuille, intercalations de l'ordre du mètre, non figurées sur la carte.

cristaux d'olivine (pennine et oxyde de fer). La trame est formée de microlites d'augite et d'andésine, plus ou moins abondants. La mésostase microcristalline est essentiellement constituée de feldspaths alcalins. Les anciennes vacuoles, remplies le plus souvent de calcite et de chlorite, sont fréquentes. J.M. Stussi (1970) donne l'analyse modale suivante (échantillon V 687) :

Plagioclase	Orthose	Augite	Péridot	Chlorite	Minerai
32,1	29,5	18,4	6	8,1	5,8

#### Unité de Sainte-Anne (complexe volcano-sédimentaire supérieur)

Sous cette entité ont été groupés des faciès sédimentaires, grauwackes et brèches, et des faciès volcaniques, tufs rhyolitiques et ignimbrites. Ces formations ont été rattachées tantôt au « Dévono-Dinantien » (Koechlin-Schlumberger, 1862 — « terrain de transition »), tantôt au Permien (Durwell, 1856 ; Benecke et van Werveke, 1890), selon des critères uniquement lithologiques : nature rhyolitique du volcanisme, passées rouges dans les formations sédimentaires. Nous verrons que pour des raisons paléontologiques, stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques l'unité de Sainte-Anne doit être replacée dans le cadre du Viséen supérieur.

Il n'a pas été possible d'établir de subdivisions stratigraphiques au sein de cette unité. Les tufs rhyolitiques et ignimbrites à amphibole, roches massives et dures ont pu être aisément différenciées et représentées sur la carte sous la notation  $h\rho_1$ . Les autres faciès ont été groupés sous la notation  $h\rho_2$ .

$h\rho_1$ . *Tufs rhyolitiques et ignimbrites à amphibole (ignimbrites type Molkenrain)*. Bien connues au château de Hugstein, au Sud de Buhl, ces roches ont été retrouvées en cinq endroits, plus au Sud, contre les failles, en ligne brisée, qui limitent à l'Ouest l'unité de Sainte-Anne. Quelques passées de conglomérats à éléments de grauwacke, émoussés à roulés, leur sont associées.

L'échantillon type est une roche dure, massive de teinte brun violacé à gris-bleu. Elle contient de très nombreux phénocristaux blancs nacrés, isodiamétriques, de plagioclases altérés (« tufs à cristaux »). Le quartz est assez rare. Les larges paillettes de biotite altérée à reflet métallique (chlorite, fer, épidote) et les phénocristaux d'amphibole contribuent également à donner à cette roche son aspect macroscopique très particulier. La texture est souvent micro-bréchique. La « rhyolite », type Molkenrain, contient également des feldspaths potassiques sub-automorphes à xénomorphes. La mésostase est une pâte brune vitreuse ou cryptocristalline, plus ou moins recristallisée : des fibres de feldspaths alcalins, en rosette, entourent de petits éclats de quartz. Elle contient fréquemment des lithophyses et de nombreuses vacuoles emplies de chlorite. Dans certaines lames, des débris de forme très étirée pourraient être des fiammes recristallisées. La disposition des minéraux opaques donne souvent à la mésostase un aspect lité (fluidalité ou stratification). Cl. Gagny (1968) a défini la roche du Molkenrain comme une rhyolite monzonitique à hornblende verte et biotite, et faciès micro-bréchique. Pour R. Point et *al.* (1973), elle s'est mise en place sous forme d'une « émulsion débordante », franchement ignimbritique. Dans le massif du Molkenrain, M. Coulon et *al.* (1975c) ont mis en évidence quatre niveaux de ce faciès ignimbritique, séparés par des coulées de latites et des formations sédimentaires dont un niveau de schistes à plantes caractéristiques du Viséen. Dans le cadre de la feuille Munster, l'association de ce faciès aux formations  $h\rho_2$  indique qu'il pourrait appartenir à l'horizon ignimbritique inférieur du Molkenrain.

$h\rho_2$ . *Tufs rhyolitiques vitreux, pyromérides, ignimbrites, conglomérats volcaniques, grauwackes grossières*. Ces roches affleurent dans deux aires distinctes. La plus étendue est située entre Jungholtz et le Thierenbachkopf et se prolonge vers le Sud, jusqu'au versant nord du Molkenrain (feuille Thann). La seconde forme la colline du Luspelkopf (butte culminant à 480 m, au Nord du col de Bildstoekle).

Dans l'aire sud, les vallons du Schindelthal offrent de bons affleurements (toponyme indiqué sur la carte topographique à 1/25 000 : 1,5 km à l'W.SW de Jungholtz). Le type lithologique le plus remarquable est constitué par des conglomérats sub-verticaux de direction N 80° E, qui affleurent largement le long d'un chemin forestier suivant la courbe de niveau 630 m. Les principaux éléments figurés sont des fragments de tufs rhyolitiques rouge brique, de tufs vitreux verdâtres à vert foncé et de galets de grauwackes roulés. Le ciment est variable et généralement volcano-clastique : tuf à cristaux (« ignimbrite »), type Molkenrain, gris ou violacé, rhyolite felsitique vitreuse ou tuffacée panachée de vert et de rose, grauwacke-arénite grossière. Des grauwackes-arénites grossières à bréchiques affleurant dans les interfluves à l'aval des vallons du Schindelthal. A l'Est de la chapelle Sainte-Anne, quelques rochers de tufs rhyolitiques rouge brique émergent du versant. La rhyolite sphérolitique de Wuenheim<sup>(\*)</sup> appartient à cette formation h<sub>p2</sub>.

Au Nord, la colline du Lupelkopf (2,5 km au Nord de Jungholtz) est constituée par des roches semblables à celles du Schindelthal : rhyolites sphérolitiques rouge brique (pyromérides), grès grossiers à éléments rhyolitiques verts, tufs vitreux verdâtres à violacés, ignimbrites. Le rocher des Saulager (x = 963,000 ; y = 333,125), masse rhyolitique brun-rouge à structure fluidale a été décrite par Koechlin-Schlumberger (1862) comme un « schiste fissile contourné, passant à l'état de pétrosilex quartzeux ». Ce même auteur mentionne que Durwell (1856) aurait récolté, au Nord-Est de Luspeklopf, des débris végétaux, la plupart appartenant à l'espèce *Stigmaria ficoides* (schistes à plantes du Holtzweg).

Récemment, Coulon et al. (inédit) ont observé cet ensemble de faciès à la base du complexe ignimbritique du Molkenrain.

#### Place de l'unité de Sainte-Anne dans la série de Thann

Nous avons vu qu'elle comprend les faciès caractéristiques du complexe volcanique acide du Molkenrain. Celui-ci est placé par Coulon et al. (1975a et c) (équivalent de la formation d<sub>1</sub>) dans la série de Thann et contient en interstratification des schistes à plantes du Viséen. Les faciès paléovolcaniques des tufs, rhyolites et ignimbrites, analogues à ceux des volcanites acides du Viséen du Morvan sont nettement différents des types volcaniques acides du Permien des Vosges (Nideck). En outre, ils sont repris dans un conglomérat grauwackeux redressé à la verticale, position liée aux événements tectoniques de la fin du Viséen.

#### Age de la série de Thann

La série de Thann a fourni d'assez nombreux reste végétaux, le plus grand nombre de gisements étant situé sur le territoire de la feuille Thann, plus au Sud. Les différentes publications de P. Corsin et al. (1957, 1959 et surtout Mme P. Corsin et al., 1973) décrivent une flore d'âge viséen pour l'ensemble de la série de Thann et de son prolongement vers l'Ouest (série de Giromagny) : *Sphenopteridium pachyrrachis* Goepfert, *S. dissectum* Goepfert, *S. crassum* Lindley et Hutton, *S. schimperiana* Goepfert, *Diplopteridium affine* Lindley et Hutton, *D. cf. bifidum* Lindley et Hutton, *Rhacopteris ovata* Mc Coy, *Rhacopteris (Anisopteris) petiolata* Goepfert, *Triphylopteris collombiana* Schimper, cf. *Adiantites antiquus* Ettingshausen, *Rhodia hochstetteri* Stur, *R. cf. gigantea* Stur, *R. goeperti* Ettingshausen, *Cardiopteris frondosa* Goepfert, *Archaeocalamites radiatus* Brongniart, *Sublepidodendron robertii* Nathorst, *Lepidophyllum* sp., cf. *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz, *Lepidodendron pyramidensis* nov. sp., *L. veltheimi* Sternberg, *Knorria imbricataria* Sternberg, *Stigmaria ficoides* Brongniart, *Ulodendron* cf. *minus* Lindley et Hutton, *Dictyodendron* sp., *Sigillaria* sp., *Palaeoxylon bourbachensis* Coulon et Lemoigne.

(\*) 1/50 000 Thann (412), rochers « Rauhfels », coordonnées probables : x = 962,250 ; y = 330,500 ; Benecke, van Werweke, 1890.

La faune marine de Bourbach-le-Haut (feuille Thann, G. Delepine *in* Mattauer, 1959), avec *Productus hemisphaericus* Sow., *P. undulatus* Defr. et la faible abondance ou l'absence de *Productus giganteus* Mart. précise l'âge, viséen supérieur, de la série de Thann. Cette attribution est confirmée par l'analyse pollinique de ce gisement (Doubinger et Rauscher, 1966)<sup>(\*)</sup>.

### Structure et tectonique de la série de Thann

Dans le périmètre de cette feuille, la structure des assises rapportées à la série de Thann est peu apparente, en raison du petit nombre et de la faible épaisseur des intercalations sédimentaires et du caractère massif des formations volcaniques. La direction principale des couches et des principaux accidents, de N 50° E à N 70° E en limite sud de la feuille, passe rapidement à une direction N 20° E à N 30° E, au Nord du Schlüsselkopf et de Rimbachzell. Les différentes assises sont fortement redressées.

Selon M. Ruhland, l'essentiel de cette tectonique correspondrait à la phase sudète II de l'orogénèse hercynienne.

### Filons associés à la série de Thann

Dans ces assises, les roches filoniennes sont peu nombreuses. Cl. Gagny a observé un filon de kérophyre quartzique ( $\mu\gamma^K$ ) dans la grande carrière de Rimbachzell et des lentilles de cipolin (écaillés tectoniques) dans les faciès hypo-volcaniques du Demberg au Nord du pont Saint-Barnabé.

## TECTONIQUE HERCYNIENNE DES VOSGES DU SUD. « LIGNE DES KLIPPES »

Cette tectonique est essentiellement connue par les analyses chronostratigraphiques et tectoniques des séries sédimentaires d'âge viséen.

Les effets de la phase bretonne sont mal connus. Elle se serait manifestée par une intumescence, sans structure plissée (J.G. Blanalt et J.P. von Eller, 1965), responsable de la lacune du Tournaisien.

La phase sudète I serait, selon M. Ruhland et F. Lillié, responsable des plis souples d'axe est-ouest dans les séries du Viséen inférieur accompagnés d'une schistosité de fracture ou d'une schistosité ardoisière, selon la granulométrie des assises.

Soulignant la concordance ou la très faible discordance angulaire des couches d'âge viséen supérieur sur celles du Viséen inférieur dans la région de Giromagny-Thann, Cl. Fourquin (1973) pense que les plis d'axe est-ouest, à large rayon de courbure, de la série de Giromagny (Viséen supérieur) sont liés à la tectonique souple ayant affecté les séries du Viséen inférieur. Cette tectonique correspondrait donc à la phase sudète II.

Le chevauchement de la série du Markstein sur la série d'Oderen, selon la *ligne des klippes*, reconnu par J. Jung (1928) serait lié à une phase de serrage à la fin de cette période de plissements.

A partir d'observations dans la moyenne vallée de la Thur, Cl. Gagny (1959 et 1968) a conclu à un décrochement de la ligne des klippes. Ce décrochement, la disposition *anormale* pour les Vosges des axes de pli de la série du Markstein (N 135° E) et la présence de plis à axes verticaux à proximité des failles limitant la série du Markstein ont conduit M. Ruhland (1973) à mettre en évidence la rotation dextre du massif du Markstein de 30° environ. A cette tectonique, cassante, à basculement de blocs, accompagnée de plissements locaux à petit rayon de courbure, d'axes très inclinés et de directions diverses, serait lié le jeu principal de la grande dislocation de Retournermer et la mise en place des principaux granites hercyniens des Vosges (granite des Crêtes, granite du Bramont, granite de Ventron).

(\*) De nouvelles récoltes faites sur le gisement de Bourbach et déterminées par C. Heddebaut comme Viséen supérieur zone V 3 ou b confirment cette attribution (communication orale de Cl. Fourquin).

M. Ruhland et F. Lillié attribuent cette tectonique à la phase sudète II tandis que Cl. Fourquin l'associe à un épisode tardif de cette phase orogénique.

### La « Ligne des klippes » (\*)

Cette ligne de chevauchement est soulignée par l'existence de nombreuses écailles tectoniques, arrachées au substrat anté-viséen. Les deux *klippes* les plus célèbres sont celle du Thalhorn (Ouest d'Oderen) dont les affleurements de serpentine ont retenu l'attention des géologues dès 1840 et celle du Treh (Ouest du Markstein) où J. Jung (1928) a mis en évidence la relation de ces écailles avec un grand contact normal.

Pétrographie des différentes klippes, d'Ouest en Est [d'après G. Linck, (1892), J. Jung (1928), A. Michel-Lévy (1935), Cl. Gagny (1968) et P. Fluck].

- Drumont : harzburgite, roches vertes, conglomérats.
- Thalhorn : euphotide, harzburgite, serpentine, gneiss à muscovite, à biotite, à amphibole, conglomérats à éléments de gabbro et serpentine.
- Kruth : gneiss et gabbro.
- Sauwas : gneiss, schistes dévoniens, violacés.
- Le Treh : euphotide—harzburgite, serpentine, gneiss, schistes dévoniens rouge violacé.
- Markstein : amphibolites, schistes rouges et verts, dévoniens.
- Arutsch (Nord Geishouse) : amphibolites, gneiss granitisés et rétro-morphosés, conglomérats.
- Rennenbachfel (Nord Altenbach) : gneiss.
- Ouest Rimbach : euphotide.
- Nord Ebeneck : euphotide, harzburgite, conglomérat à éléments de serpentine et amphibolite, gneiss leptynique.
- Lautenbach sud (fond du vallon) : conglomérat à blocs de leptynite à gros grain et muscovite.
- Lautenbach sud (rive droite de la Lauch) : gneiss mylonitiques à muscovite.

### FORMATIONS POST-HERCYNiennes

p. **Rhyolites tardi-hercyniennes ou post-hercyniennes.** Cl. Gagny a reconnu quelques pointements isolés de rhyolites, recoupant les formations viséennes :

- au col de Bussang, au pied de la Tête des Russiers, des affleurements, d'extension très petite, de rhyolite à pâte verdâtre et quartz automorphe ;
- au Sud-Est de Wildenstein, dans le vallon de Neumatt, une belle rhyolite blanchâtre à quartz visible ;
- au Nord de Buhl, contre la faille vosgienne, une rhyolite analogue à celle de Neumatt.

r. **Permien. Grès grossiers, rouge violacé, arkoses.** D'après les arguments exposés précédemment, l'appartenance au système permien des rhyolites, tufs volcaniques, conglomérats et grès grossiers du Schindelthal et du Luspelkopf a été mise en doute et ces formations ont été décrites à la suite de la série de Thann. Le Permien n'apparaît représenté sur la feuille que par des phénomènes d'altération et des grès peu épais, localisés, bien illustrés par une coupe située au Sud-Ouest de Jungholtz (Nord-Est de la route de Thierenbach, au pied du cimetière chrétien : x = 963,075 ; y = 331,875).

Au-dessus des formations viséennes (tufs volcaniques  $h\rho 2$ ) fortement altérées, altération versicolore d'âge permien probable, s'observent des grès feldspathiques grossiers, tendres et sans bancs nettement individualisés, inclinés de 40° vers le

(\*) Le terme *klippe* (allemand : écueil) a été utilisé par J. Jung (1928) dans un sens très général : écaille, lambeau tectonique, différent de l'emploi répandu dans la littérature française : lambeau témoin d'une nappe de charriage.

Sud-Est. A la base, ces grès contiennent des nodules bruns de dolomie altérée qui caractérisent localement pour J. Hollinger les couches de passage du Permien au Trias. Les auteurs français rattachent ces grès au Permien supérieur (assise de Kohlbaechel, cf. carte géologique Sélestat à 1/50 000).

Sur la rive gauche du ruisseau de Rimbach, peu en amont de Jungholtz, de rares affleurements montrent des grès violets, à grain relativement grossier et riches en muscovite, qui pourraient appartenir au Permien.

Au Nord de Buhl et de Guebwiller, sur le versant sud-est du Schimpberg—Oberlinger, des terrassements récents n'ont pas recoupé de formations d'âge permien dont la seule trace paraît être l'altération de la partie supérieure des formations viséennes. Il est probable que le Grès vosgien recouvre directement ces formations si ce n'est, comme à Jungholtz, par l'intermédiaire d'une mince couche des grès feldspathiques.

### Trias

De type germanique et de faciès lorrain-alsacien, le Trias est représenté en limite est de la feuille, de Wintzfelden à Jungholtz. Cette bande de terrain est la bordure occidentale du champ de fractures de Guebwiller, limité, à l'Ouest, par la faille vosgienne. Celle-ci n'est bien individualisée qu'au Nord de Buhl, au Sud de cette localité, les formations viséennes affectées par la tectonique tertiaire du Fossé rhénan affleurant sans couverture. Malgré la dimension réduite des affleurements, la série triasique est presque entièrement représentée, du Grès vosgien au Rhétien.

Dans le champ de fracture de Guebwiller, les formations triasiques n'ont guère été l'objet d'études sédimentologiques et lithostratigraphiques très détaillées. Leur description sera empruntée aux travaux de N. Théobald (1952) et G. Hirlemann (1972).

**Buntsandstein.** Le terme inférieur du Trias comprend des formations détritiques déposées en milieu fluvial à deltaïque. Le Buntsandstein inférieur ne paraît pas représenté et la série triasique débute avec le Grès vosgien qui repose soit sur les formations viséennes altérées soit sur une mince couche de grès arkosiques permien.

t<sub>1b</sub>. *Grès vosgien : grès grossier rouge à rouge-brun.* Le Grès vosgien est bien représenté au Nord de Jungholtz et au Nord-Est de Buhl. C'est un grès à grain relativement grossier, feldspathique, sans muscovite, de teinte brun-rouge à rose foncé. Le ciment est silico-ferrugineux. A proximité des failles, le grès a fréquemment subi des cimentations et des silicifications (remobilisation de la silice) secondaires qui lui ont donné une grande dureté et une teinte plus claire, ce qui peut être observé dans une ancienne carrière située au Nord-Est de Buhl, au pied du coteau. Le Grès vosgien présente souvent des stratifications obliques à entrecroisées. Il contient quelques galets de quartz et de quartzite, plus ou moins répartis en lentilles et des galets d'argile. Les vides à allongement sub-horizontale, qui parsèment les escarpements rocheux, sont le moule d'anciens galets d'argile. L'épaisseur des Grès vosgiens croît vers le Nord des Vosges. Elle est de 60 m dans la région de Buhl—Guebwiller. Les versants façonnés dans les Grès vosgiens sont recouverts de nombreux blocs de grès et de conglomérats, remaniés du Grès vosgien lui-même et du conglomérat principal, emballés dans un sable provenant de la désagrégation du grès (éboulements de gravité et solifluxion). Cette couverture superficielle, épaisse de 2 à 5 m en moyenne, masque le plus souvent la base du Grès vosgien.

t<sub>1c</sub>. *Conglomérat principal (Poudingue de Sainte-Odile). Conglomérat à ciment gréseux, galets de quartz et quartzite.* Constitué de galets fortement roulés de quartz, de quartzite et de rares lydienes réunis par un ciment analogue au Grès vosgien, ce conglomérat forme souvent des corniches structurales. Son épaisseur est 15 à 20 mètres. La taille des galets est généralement comprise entre 2 et 10 centimètres.

t2a. *Grès bigarré inférieur. Couches intermédiaires. Grès rouge-brun à intercalations d'argiles au sommet.* Ces grès se distinguent généralement des Grès vosgiens par une cimentation moins forte qui donne à la cassure un aspect *scintillant* et par la présence de nodules de manganèse, mais, à proximité des failles, ils ont été fréquemment fortement cimentés et silicifiés. La partie inférieure de la formation contient encore des galets de quartz et de quartzite. Dans leur partie supérieure, les Couches intermédiaires se chargent peu à peu en muscovite, tandis qu'apparaît une disposition en bancs gréseux massifs et lentilles argileuses qui sera bien développée dans le grès bigarré supérieur. Les Couches intermédiaires, largement recouvertes par des formations de versant constituées de sables à blocs, de grès épars, affleurent mal. Généralement deux bancs gréseux bréchiques (0,20 à 1 m d'épaisseur), à éléments de dolomie, limitent cette formation à la base et au sommet. L'épaisseur des Couches intermédiaires est environ 40 mètres.

t2b. *Grès bigarré supérieur. Grès à Voltzia. Grès fins gris micacés à feuilletés et lentilles d'argile.* Cette formation comprend deux horizons :

- Le grès à *Voltzia* inférieur ou grès à meules, épais de 8 à 12 m, en bancs massifs de 1 à 3 m de puissance, fréquemment séparés par des lentilles argileuses brun-rouge.
- Le grès à *Voltzia* supérieur ou grès argileux, formé par une alternance de bancs de grès peu épais et de vastes lentilles argileuses de teinte gris-vert à lie-de-vin.

Le grès à *Voltzia* contient de nombreux débris végétaux et traces animales. Dans une étude détaillée de la flore, de la faune et des caractères sédimentologiques des grès à *Voltzia*, J.C. Gall (1971) a interprété cette formation comme un dépôt deltaïque.

**Muschelkalk.** Le terme moyen du Trias germanique n'est représenté que par des affleurements peu étendus, au Nord du col de Bannstein (point coté + 478) et au Nord de Wintzfelden.

Le Muschelkalk est caractérisé par la présence de formations calcaires à faune marine déposées au fond d'une mer épicontinentale. Difficile à suivre en totalité, en raison de l'exiguïté des affleurements, la série classique du Muschelkalk alsacien est cependant représentée.

t3. *Muschelkalk inférieur. Grès micacés dolomitiques et marnes. Calcaire et dolomies à Myophoria orbicularis.* A la base : 20 m de grès dolomitiques argileux, micacés, ocre à brun, piqués de taches brunes d'oxyde de manganèse ; au-dessus : 30 m de marnes dolomitiques jaunes à *Lima striata*, *Pecten discites*, *Myophora vulgaris*, *Hoernesia socialis* et entroques.

Calcaires et dolomies à *Myophora orbicularis*, épaisseur 10 à 12 mètres.

t4. *Muschelkalk moyen. Cargneules et marnes irisées.* 40 m de marnes bariolées à lentilles de sel gemme et de gypse ou pseudomorphoses de cubes de sel, puis 20 m de dolomies celluleuses grises à allure chaotique (disposition liée aux tassements consécutifs à la dissolution des lentilles de sel dans les marnes).

t5. *Muschelkalk supérieur. Calcaires à entroques et couches à Cératites (marnes et calcaires).* A la base : 10 à 15 m de calcaires gris-beige, jaunâtres par altération, en bancs métriques, à horizon pétris d'entroques ; au-dessus : alternance de bancs calcaires durs à grain fin gris, en dalles minces et de lits marneux gris foncé sur 30 à 40 mètres. Ces niveaux contiennent quelques Cératites (*Ceratites nodosus* et *Ceratites semipartitus*). Dans le champ de fracture de Guebwiller, G. Hirlemann (1972) a remarqué une dolomitisation fréquente du Muschelkalk supérieur et la présence de bancs épais à grosses Térébratules au sommet des couches à Cératites.

t6. **Lettenkohle. Dolomie inférieure. Marnes bariolées. Dolomie-limite à Myophoria goldfussi.** Dolomie inférieure, en bancs épais, riche en *Myophoria goldfussi*, formation épaisse de 5 m environ.

- Marnes bariolées : 15 m environ de marnes claires, grises à verdâtres, avec des lits bariolés et des horizons noirâtres, riches en débris végétaux.
- Dolomie - limite, formation épaisse de 2 à 3 m, en petits bancs à pâte fine, riches en Lamellibranches dont *Myophoria goldfussi*.

La Lettenkohle n'est représentée dans le cadre de la feuille que par des affleurements d'extension très petite.

**t7-9. Keuper indifférencié. Marnes, dolomies et grès avec lentilles de gypse.** La cuvette de Wintzfelden est façonnée dans les formations argileuses du Keuper, largement recouvertes par des dépôts colluviaux. Difficiles à distinguer en surface, les différentes formations du Keuper de Lorraine sont probablement représentées en profondeur : marnes irisées supérieures, argile de Chanville, Dolomie-moellon, marnes irisées moyennes, grès à roseaux, marnes irisées inférieures.

Les formations du Keuper comprennent de nombreuses lentilles de gypse en Alsace. Certaines d'entre elles ont été exploitées au Sud de Wintzfelden. N. Théobald (1952) évalue l'épaisseur totale du Keuper de Wintzfelden à plus de 100 mètres.

**Rhétien.** A l'Ouest de Wintzfelden, le Rhétien serait représenté par des grès quartzitiques très peu épais (quelques mètres au plus).

**I. Lias indifférencié et Sinémurien. Calcaires à *Gryphaea arcuata*, Calcaires à *Pentacrinus*.** N. Théobald (1952) signale sur la rive nord du Kaltebach l'existence de trois compartiments sud-nord, étroits, présentant de l'Ouest à l'Est :

- les calcaires à *Pentacrinus* du Sinémurien,
- les marnes rouges à gypse du Keuper moyen,
- les marnolites du Keuper supérieur, surmontées de calcaires à *Gryphaea arcuata* du Sinémurien.

Le Rhétien n'a pas pu être reconnu dans ce secteur.

#### STRUCTURE DE LA PARTIE ORIENTALE DU CHAMP DE FRACTURES DE GUEBWILLER

Les champs de fractures de la bordure vosgienne orientale sont constitués par une multitude de panneaux, limités par des failles de différentes directions qui se recoupent en un réseau complexe, entre les deux failles majeures responsables de l'effondrement du Fossé rhénan, côté occidental : la faille vosgienne à l'Ouest et la faille rhénane à l'Est. Dans leur partie supérieure, ces différents panneaux sont généralement constitués par des formations secondaires (triasiques et jurassiques).

Selon G. Hirlmann (1972), la direction des failles des champs de fractures des collines sous-vosgiennes se répartissent en quatre secteurs principaux :

- failles N 10° à N 30° E, direction des failles les plus importantes : faille vosgienne et faille rhénane ;
- failles N 90° à N 110° E, associées aux failles sub-méridiennes ;
- failles N 40° à 70° E (directions hercyniennes) ;
- failles N 120° à N 150° E, associées aux failles N 40° à N 70° E.

La faille vosgienne, de direction sub-méridienne, est bien individualisée au Nord de Buhl où elle met en contact des formations sédimentaires de l'étage viséen ou des granites avec des formations du Trias. Dans ce tronçon, elle est fréquemment jalonnée par une importante brèche de faille, à laquelle est localement associée une minéralisation en fer. Elle présente des décrochements en baïonnette, de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, liés à des failles de direction N 70° E environ.

Au Sud de Buhl, il n'apparaît plus de faille vosgienne, sous son aspect habituel (contact franc socle vosgien—champ de fracture) et la limite sud-occidentale du champ de fracture de Guebwiller paraît être la série de failles en ligne brisée qui limite le complexe volcanique supérieur de la série de Thann des latites du Thierenbachkopf. A Jungholtz, il n'apparaît pas de faille importante entre socle et Permo-Trias et, comme le souligne N. Théobald (1952), le socle hercynien a été affecté par la tectonique de champ de fracture, parfois même dans le domaine vosgien proprement dit (fossé de Wasserbourg, faille de Pairis).

Le tracé compliqué de la ligne de faille Buhl—Thierenbachkopf est probablement lié à la géométrie particulière des formations volcaniques de la série de Thann. L'ordre de grandeur du rejet de ces failles peut être évalué à 300 mètres.

La feuille Munster ne couvrant que la bordure occidentale du champ de fracture de Guebwiller, la faille rhénane, qui limite les champs de fractures avec le Fossé rhénan proprement dit, se situe plus à l'Est (feuille Neuf-Brisach).

Les principales parties du champ de fracture de Guebwiller représentées sur la feuille sont :

- la dépression de Wintzfelden,
- le fossé de Schweighouse,
- le horst du Schimberg—Oberlinger,
- les collines de Jungholtz—Guebwiller-sud.

**La dépression de Wintzfelden** est liée à un rejet, localement très important de la faille vosgienne (supérieur à 500 m). Celle-ci met en contact des grès rhétiens avec des granites d'âge hercynien probable. La morphologie en cuvette est la conséquence d'une érosion importante des formations argileuses meubles du Keuper. A l'Est (feuille Neuf-Brisach), la dépression est limitée par un horst où affleurent des formations du Buntsandstein, mis en relief par l'érosion, prolongement vers le Nord du horst du Schimberg—Oberlinger.

**Le fossé de Schweighouse.** Au Sud, la dépression de Wintzfelden se prolonge par un étroit fossé dont le fond se relève vers le Sud. Ce relèvement est souligné par l'affleurement des formations du Muschelkalk, puis du sommet du Buntsandstein. A Buhl, une faille masquée par les alluvions doit limiter le fossé avec les formations schisto-gréseuses et volcaniques de la série de Thann.

**Le horst du Schimberg—Oberlinger.** Au Nord-Est de Buhl, la feuille couvre la partie occidentale des collines qui portent le vignoble de Guebwiller. Celui-ci est, pour sa plus grande surface, installé sur les formations schisto-gréseuses et volcaniques de la série de Thann (complexe volcanique inférieur). Les formations du Buntsandstein paraissent reposer en contact normal sur la surface d'altération permienne qui a tronqué la série de Thann. L'affleurement de cet important panneau de socle dans le champ de fracture de Guebwiller illustre le fait que la plupart des failles des champs de fracture sont des accidents relativement profonds qui affectent largement le bâti hercynien (N. Théobald, 1952).

**Les collines de Jungholtz—Guebwiller-sud.** Au Sud de la Lauch, cette partie du champ de fracture, relativement peu effondrée, apparaît peu décalée, dans le sens vertical, par rapport au horst du Schimberg—Oberlinger. Dans l'aire de Jungholtz—Guebwiller-sud, les formations du complexe volcanique supérieur de la série de Thann (formations précédemment rattachées au système permien ; Benecke, van Werwerke, 1890 ; Théobald, 1952) affleurent largement.

**Age et mécanisme de la formation des champs de fractures des collines sous-vosgiennes ; particularités du champ de fracture de Guebwiller**

Cette tectonique est liée à la formation du Fossé rhénan, à l'Oligocène, en contrecoup de la phase alpine majeure. A un effondrement en escalier, selon des failles sub-méridiennes, se sont ajoutés des mouvements, à composante horizontale, selon des failles N 40° à N 70° E, tendant à donner une direction N.NE à l'axe du Fossé rhénan (rejeu possible d'accidents hercyniens). G. Hirlemann (1972) attribue à ces « dislocations transversales » à « composantes tangentielles » un âge relativement tardif. N. Théobald (1952) donne quelques exemples de rejeu des failles sub-méridiennes encore postérieures.

Le champ de fracture de Guebwiller occupe une position particulière le long de la bordure vosgienne :

- entre Thann et Guebwiller, la « faille vosgienne » change de direction : de N 40° E environ, elle devient sub-méridienne ;

- dans le massif vosgien, au niveau de Jungholtz—Buhl, les formations hercyniennes ont été très tectonisées, en particulier par la tectonique cassante avec mouvements de blocs, sudète tardive (rotation du massif du Markstein, jeu tectonique selon des directions N 20° à N 40° E, préfigurant la direction rhénane). Ce morcellement du socle hercynien, ainsi que la géométrie particulière des formations volcaniques de la série de Thann sont en partie à l'origine du caractère irrégulier de la bordure vosgienne, au Sud de Buhl.

#### FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les principales formations superficielles de la feuille, très étendues comme dans les autres massifs montagneux anciens d'Europe moyenne, peuvent être classées en quatre catégories, liées à leur genèse :

- des formations d'altération, bien représentées en domaine granitique, sur les replats des parties hautes et moyennes des versants ;
- des formations périglaciaires, qui recouvrent largement la plupart des versants même sur pentes fortes ;
- des formations glaciaires à fluvio-glaciaires, plus ou moins caractérisées, bien représentées dans les hautes vallées ;
- des formations alluviales, seulement bien développées à l'aval des principales vallées.

La cartographie des formations superficielles en bas de versant et en amont des vallées s'est heurtée à de nombreuses difficultés ; les affleurements et les formes topographiques caractéristiques sont rares. En outre, des formations d'origines différentes sont souvent constituées par des matériaux semblables agencés selon des assemblages peu caractéristiques. Par exemple, il est souvent difficile de distinguer une arène à blocs remaniés par solifluxion, une formation morainique et une moraine remaniée par solifluxion. Ainsi des notations indifférenciées telles que GF et GE ont été utilisées.

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 principales formations seront décrites selon un ordre génétique.

#### Formations d'altération

**γ. Arènes granitiques à textures conservées avec localement boules dures résiduelles (blocs).** Les arènes, produits de l'altération des formations granitiques sont inégalement réparties. Ce fait est lié à la différence d'aptitude des divers granites à s'altérer et à l'intensité, variable selon les points, des phénomènes d'érosion, particulièrement marqués dans les vallées ayant subi des glaciations. Ces arènes sont généralement associées aux restes d'aplanissements étagés d'âge néogène, modelés sous climat chaud et humide, dans le horst vosgien en cours de surrection. Peu épaisses et résiduelles sur les sommets, elles sont généralement bien conservées sur les replats situés entre les altitudes 550 et 1200 m (sur le versant alsacien) qui n'ont guère subi l'érosion et l'ablation glaciaire. Selon J. Tricart (1963), ces replats représentent les restes d'un ancien réseau fluvial pliocène à vallées amples, évasées et à versants raides, avec des bassins amonts en forme d'alvéoles. Sur ces replats et en fond d'alvéoles, les arènes, souvent recouvertes par des coulées de solifluxion périglaciaires, ont localement une épaisseur supérieure à 10 m (Sud-Est du Gaschnepf).

Les arènes, dans le cadre de la feuille, sont constituées de sables grossiers, pour l'essentiel :

- fraction arénite (grains de diamètre compris entre 0,05 et 2 mm) : 60 à 85 % ;
- fraction lutite (grains de diamètre inférieur à 0,05 mm) : 10 à 20 % ;

— fraction rudite (grains de diamètre supérieur à 2 mm) : 1 à 20 %.

La granulométrie de la fraction arénite est liée au grain du granite originel, par exemple dans les hautes vallées de la Moselotte et du Chajoux :

- arène sur granite du Valtin : médiane 0,4 à 0,5 mm ;
- arène sur granite des Crêtes : médiane 0,6 à 0,7 mm ;
- arène sur granite porphyroïde à biotite : médiane 0,7 à 0,8 mm.

Dans l'ensemble, le mode de la fraction arénite (0,4 à 1,6 mm) est nettement supérieur à la médiane (0,3 à 0,9 mm). L'hétérométrie est relativement faible pour une formation d'altération (hétérométrie Pomerol = 2,5 à 5  $\alpha$  ; Q d  $\phi$  Krumbein 0,8 à 1,7). Les courbes granulométriques cumulatives sont unimodales ; les courbes de fréquence sont asymétriques (asymétrie Pomerol, positive, 1 à 3  $\alpha$ ).

L'importance de la fraction fine est également liée au type du granite originel : le granite du Valtin donne des arènes pauvres en fraction fine tandis que les arènes des granites à amphibole sont fréquemment argileuses. Bien étudiée dans les Vosges du Nord (Tardy et Gac, 1968), l'altération des granites est moins connue dans les Vosges moyennes. Sur les quelques diffractogrammes effectués (granites porphyroïdes, granite de Griesbach, granite de la Furch) on remarque : l'abondance des plagioclases, un doute sur la présence de feldspath potassique, la présence en quantités variables d'illite et de chlorite. Parmi les minéraux d'altération, vermiculite et interstratifiés irréguliers illite-vermiculite sont bien représentés, tandis que la kaolinite n'apparaît pas nettement.

**R $\gamma$ . Boules de granite résiduelle (blocs).** Les arènes granitiques contiennent fréquemment des boules résiduelles de granite non altéré ou peu altéré, d'un diamètre compris généralement entre 0,50 et 3 mètres. Celles-ci sont particulièrement abondantes dans les arènes, bien développées, sur le granite des Crêtes et le granite de Hohrodberg.

Lorsque les arènes, meubles, sont enlevées par érosion, ces boules subsistent souvent, en relief, soit éparses et à plat sur le sol, soit encore empilées dans leur position originelle (*tors* : Sondernach, crête du Steinberg ; Ventron, tête du Chat Sauvage).

**Ah. Formations d'altération *in situ* des schistes et grauwaques du Viséen.** Généralement remaniées par gélifluxion et par solifluxion, les formations d'altération *in situ* sont rares à la surface des schistes et grauwaques du Viséen. De telles formations ont été observées au Sud-Ouest de Sengern, sur l'éperon séparant le vallon du Felsenbach de la vallée de la Lauch, à une altitude de 550 mètres. Ayant l'aspect d'un limon, elles ont conservé le litage de la lutite originelle. Le quartz et les plagioclases y sont abondants et la fraction fine est composée d'illite (60 %) et de kaolinite (40 %) mal cristallisées.

### **Formations glaciaires (moraines *sensu lato*)**

Lithologie : blocs, cailloux, galets, sables et argiles.

Les formations glaciaires sont généralement caractérisées par leur hétérométrie très marquée, leur absence de stratification, leur compacité relative, la présence de blocs et, éventuellement, par un façonnement particulier des cailloux et des blocs (émoussé, poli, striés). Sur les éléments de granite et de grauwaque grossière, ce façonnement est peu marqué et les moraines ne sont pas les seules formations à contenir des blocs. Les arènes granitiques contiennent des blocs émoussés ; les formations cryoclastiques comprennent des blocs anguleux et il est souvent difficile de distinguer les anciennes moraines des formations de solifluxion qui remanient ces divers blocs. En outre les affleurements sont rares et la morphologie des dépôts glaciaires, meubles, s'altère rapidement.

Les glaciers vosgiens ont remanié, pour l'essentiel, des formations superficielles pré-existantes ; en conséquence, leurs dépôts sont constitués :

- dans les régions granitiques, d'arènes et de boules de granite, remaniées, auxquelles ont été mêlés des blocs et cailloux cryoclastiques, peu émoussés ;
- dans les régions à substrat de faciès culm, de blocs et cailloux de grauwacke anguleux et peu émoussés, emballés dans une abondante matrice terreuse, argilo-sablo-limoneuse, brun-rouge.

Les formations glaciaires sont bien développées dans les vallées du versant lorrain (haut bassin de la Moselle et de son affluent, la Moselotte) et les parties amont des vallées de la Thur et des Fecht.

Dans le périmètre de la feuille, les formes d'accumulation des matériaux ayant été transportés par les glaciers (moraines) sont en général peu caractéristiques et seuls ont été figurés sur la carte des vallums morainiques (moraines terminales) et des *bourrelets*, buttes de genèse mal connue.

L'épaisseur des formations glaciaires varie beaucoup, même à grande échelle. Elle peut être importante (jusqu'à 10 m et plus), à l'aplomb d'un bourrelet ou d'un vallum, ou encore à l'amont ou à l'aval d'un éperon rocheux.

Parmi les formes caractéristiques de l'érosion glaciaire, doivent être mentionnés les cirques, les cuvettes de surcreusement, les verroux et roches moutonnées, les auges et les gouttières :

- liés à une suralimentation neigeuse *sous le vent*, les nombreux cirques glaciaires des Vosges sont généralement encaissés dans les versants est et nord-est, à l'aplomb des principales lignes de crêtes. Les plus caractéristiques sont ceux du massif du Hohneck, celui du lac des Corbeaux, dans la vallée de la Moselotte et le cirque de l'Ermitage du Père Joseph, dans la vallée de Ventron.

- en plus du surcreusement au fond de la plupart des cirques glaciaires<sup>(\*)</sup>, des sondages ont mis en évidence d'importants surcreusements, à l'amont des principales vallées du versant alsacien. Ces surcreusements sont de l'ordre de 30 à 40 m, exceptionnellement 50 m et plus. La liste et la profondeur maximale de chacun d'entre eux est donnée plus loin (alluvions).

- les cuvettes de surcreusement glaciaire sont généralement barrées, à l'aval, par un *verrou*. C'est une barre rocheuse dure souvent émoussée (*moutonnée*), polie et parfois même striée par les actions de friction à la base du glacier, lorsque celui-ci progressait à l'aval du verrou. Le lac de Fischboedle (vallée de la Wormsa, Nord-Ouest de Metzeral) est en partie retenu par un verrou typique.

- le façonnement en forme d'auge des vallées ayant été occupées par un glacier est fréquent. Il est nettement marqué dans la vallée de la Wormsa et dans la haute vallée de la Thur. Cette forme est le plus souvent altérée par le recouvrement des versants par des éboulis lors du retrait des glaces.

- enfin, il faut signaler les *gouttières longitudinales* d'érosion glaciaire de la haute vallée de la Thur, bien décrites par L. Meyer (1913), H. Baulig (1922) et M. Ruhland (1963). Le glacier de la Thur a sculpté des éperons dans des masses rocheuses inaltérées entourées par de larges zones de roches tendres ou broyées à proximité de failles N.NW—S.SE dont les plus importantes ont déterminé l'orientation de la vallée de la Thur. La glace, canalisée dans ces zones de moindre résistance, a creusé ces gouttières. Les plus grandes ont quelques centaines de mètres de longueur et quelques dizaines de mètres de profondeur. Le long de la grande faille de la Thur, certaines de ces gouttières ont atteint le stade du surcreusement. Ainsi, le rocher du Schlossberg (150 m de hauteur) apparaît comme une île au fond de la vallée, parmi les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires.

(\*) Surcreusement de 5 à 25 m, selon les cirques.

**Age des formations glaciaires.** L'histoire 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 quart sud-ouest des Vosges aurait été recouvert par une calotte glaciaire ; au Riss, la masse des glaces aurait été discontinuée, tandis qu'au Würm, la glace aurait été cantonnée dans les vallées vosgiennes. J.C. Flageollet et *al.* (1971), considérant la grande inertie probable de ces glaciers, peu actifs (faibles pentes, coudes des vallées), préfère employer le terme de « stade » (stades de retrait ?). Il distingue une phase d'englacement maximal (Riss ? maximum Würm ?) qui aurait laissé certaines crêtes libres de glaces et divers stades à des niveaux inférieurs qui pourraient être des stades de retrait du maximum glaciaire würm.

Lors du maximum glaciaire, l'épaisseur de glace a été au minimum de l'ordre de 400 m dans la haute vallée de la Thur et de 200 m dans les vallées du Chajoux et de la Moselotte.

**Gx. Moraine d'âge riss probable.** Une formation hétérométrique à éléments très altérés disposés en « vrac » (éléments anguleux et arrondis de granite et de grauwackes) a été décrite par Ch. Krittlé (1956-1958) à Muhlbach et interprétée comme une moraine d'âge riss probable.

**Gy. Moraine d'âge würm probable.** Se fondant sur l'absence d'altération des matériaux, la plupart des auteurs (Tricart, 1963 ; Seret, 1966) attribuent au Würm les dépôts glaciaires occupant le fond des hautes vallées vosgiennes. Ce sont des dépôts hétérométriques riches en blocs de toutes dimensions, anguleux ou émoussés. Ils ne présentent aucune trace de stratification et la surface de ces dépôts est souvent irrégulière avec des bosses et des creux sans disposition particulière.

En pays granitique, les moraines sont riches en blocs arrondis ; la matrice est essentiellement constituée de sables grossiers (arènes remaniées). Dans les massifs formés de couches sédimentaires hercyniennes plissées, la matrice des moraines est souvent riche en argile ; les blocs anguleux à émoussés ont généralement des tailles modestes. Les éléments émoussés de grauwacke fine peuvent présenter des stries caractéristiques de l'action glaciaire (vallée de la Thur).

Les moraines wurmiennes les plus caractéristiques sont celles qui barrent la vallée de la Wormsa, à son extrémité aval, et les bourrelets et vallums de la vallée de la Thur entre Kruth et Ranspach.

**Gyc. Moraines de cirque d'âge würm récent à tardi-glaciaire.** Le bord aval de la plupart des cirques glaciaires est occupé par des vallums morainiques. Les études polliniques faites sur les tourbières occupant le fond des cirques glaciaires (Hatt, 1937 ; Firbas et *al.*, 1948) montrent qu'elles se sont formées au Pré-Boréal. J. Tricart (1963) en déduit que les cirques n'ont été libérés des glaces qu'à cette époque. Au Tardi-glaciaire, les glaces en retrait n'auraient occupé que les cirques et auraient accumulé les matériaux de ces moraines. Transportés sur une courte distance, les blocs et les cailloux de ces moraines ne présentent guère de façonnement glaciaire. Les moraines de cirque les plus typiques sont, en domaine granitique, celles qui barrent le lac de Blanchemer et le lac des Corbeaux (haute vallée de la Moselotte) et, dans le massif du Markstein, la moraine qui retient les eaux du lac du Ballon (versant nord du ballon de Guebwiller).

#### **Formations glaciaires résiduelles**

**Gγ, Gθ. Blocs erratiques remarquables : granite, euphotide.** Les blocs erratiques sont les éléments les plus grossiers, résiduels, de moraines anciennes complètement érodées. Ils sont particulièrement caractéristiques lorsque leur nature pétrographique diffère nettement de celle du substrat. Les versants, en rive gauche de la haute vallée de la Thur, sont parsemés de nombreux blocs erratiques de granite. Ceux du Griebkopf

(Est du lac de Kruth—Wildenstein) indiquent que le glacier de la Thur avait une épaisseur de 400 m, dans cette partie de la vallée, lors de leur dépôt. Au Dengelberg, au Nord de Ranspach, des blocs erratiques en conglomérat de gabbro ont été arrachés par le glacier à une écaïlle tectonique de la ligne des klippest et transportés sur une distance de l'ordre de 5 km. Tous les blocs erratiques observés sur le territoire de la feuille ne présentent pas de marques nettes d'altération et ont été déposés lors d'une glaciation récente, d'âge würm probable.

**GE. Placages morainiques plus ou moins « lavés » ou éboulis fixés à gros blocs.** Dans les hautes vallées, les versants sont fréquemment tapissés, surtout dans leur partie inférieure, par des blocs anguleux ou peu émoussés. Il est souvent difficile de reconnaître s'il s'agit d'anciennes moraines, lavées de leur matrice fine par les eaux de ruissellement, ou d'anciens éboulis, fixés. Cette distinction est particulièrement délicate lorsque le bassin versant ne comprend que des roches de même nature pétrographique. La notation indifférenciée GE a été attribuée à ces formations.

**RG. Formations glaciaires résiduelles ou peu remaniées : RG<sub>y</sub>, âge würm probable ; RG<sub>x</sub>, âge riss probable.** Ces notations ont été utilisées pour des formations mal connues, mais d'origine glaciaire probable occupant la partie inférieure des versants et les fonds de hautes vallées. Constituées de blocs et de cailloux anguleux et émoussés, emballés dans une matrice sablo-argileuse, ces formations ont été plus ou moins remaniées par solifluxion sur les pentes et par les ruisseaux, au niveau des thalwegs actuels.

Selon J. Tricart, les formations RG<sub>x</sub> qui tapissent largement les vallons de Breitenbach (vallée de la Grande Fecht) et d'Ampfersbach (vallée de la Petite Fecht) seraient des moraines résiduelles des glaciers du Riss. Les formations RG<sub>y</sub>, qui occupent de larges surfaces dans les vallées de la partie sud-ouest du territoire de la feuille et dans les bassins versants des hautes Fecht seraient des restes de moraines laissés par les glaciers du Würm.

**GF<sub>y</sub>. Formations glaciaires peu remaniées ou formations fluvio-glaciaires peu élaborées (âge würm probable) : blocs, galets, sables et argiles.** Cette notation a été utilisée pour la plupart des bourrelets des hautes vallées du Chajoux et de la Moselotte. L'absence d'affleurements ne permet pas de trancher entre deux hypothèses :

— pour A. Nordon (1928-1931), les bourrelets de la vallée du Chajoux sont des moraines terminales qui marquent les étapes de retrait d'une diffluence issue du glacier de la Vologne. J. Tricart (1963) et G. Seret (1966) considèrent également ces moraines comme des moraines terminales, mais le glacier du Chajoux n'aurait reçu aucun apport du bassin de la Vologne et tout au plus une partie des glaces du Chaume de Chitelet (versant ouest du Hohneck).

— pour A.I. Salomé (1968), le glacier du Chajoux, peu actif, s'est scindé lors de son retrait en plusieurs culots de glace morte. Les espaces compris entre ceux-ci, d'allongement perpendiculaire à l'axe de la vallée, ont été partiellement comblés par des dépôts fluvio-glaciaires. La fusion des culots de glace a ensuite mis ces dépôts en relief (*kames ridges* ou *kames* transversales ou rides de *kame*). J.C. Flageollet et *al.* (à paraître), J.L. Guebourg (1973), M.A. Maire (1973) remarquant, par des études pétrographiques et sédimentologiques, l'origine locale des matériaux des différents types de bourrelets (rides de *kame*, moraines, *foreset beds*, terrasses de *kame*), reprennent dans l'ensemble l'hypothèse de A.I. Salomé.

Dans l'élaboration de la feuille Munster, ces derniers travaux ont été utilisés et la notation GF<sub>y</sub> a été employée pour les bourrelets d'origine mal connue. Tous les auteurs cités s'accordent pour attribuer un âge würm à toutes ces formations.

## Formations fluvio-glaciaires et glacio-lacustres

Lithologie : galets, blocs, sables et argiles.

Les formations fluvio-glaciaires se différencient généralement des formations glaciaires :

— par un tri meilleur et l'absence ou la très faible proportion de matériaux fins (lutites) ; dans le bassin de la Moselotte, la médiane des coefficients de tri de Krumbein ( $Q_d \phi$ ) est, selon A.I. Salomé, de 0,7 pour les formations fluvio-glaciaires et de 1,5 pour les formations glaciaires ;

— par un émoussé très net sur la plupart des éléments de la classe des rudites (galets et graviers) ; les indices d'émoussé ( $\frac{2000}{r-1}$ ) (A. Cailleux et J. Tricart, 1959) atteignent et dépassent fréquemment la valeur 200 ;

— par un litage plus ou moins net des matériaux.

D'autre part, les formations fluvio-glaciaires se distinguent généralement des formations alluviales proprement dites :

— par le fort pourcentage d'éléments de longueur supérieure à 20 cm et la présence de gros blocs arrondis, par action fluviatile ;

— par la prédominance de la fraction rudite sur la fraction arénite.

Peu de formations fluvio-glaciaires ont été distinguées sur la feuille, mais il est possible qu'elles soient plus largement représentées sous la couverture de matériaux, glaciaires ou non, soliflués dans la partie inférieure des versants.

**FGx. Formation fluvio-glaciaire d'âge riss probable.** J. Tricart indique des formations fluvio-glaciaires d'âge riss sur la rive droite de la Grande Fecht, à Breitenbach. L'auteur de la notice n'a pas pu observer de coupes dans ces formations. Il s'agit probablement de formations très grossières à galets fortement émoussés et peu altérés.

**LGy. Dépôts de deltas glacio-lacustres (*foreset beds sensu lato*).** Caractérisé par la disposition des matériaux en strates fortement inclinées, ce type de formation est représenté en amont de la vallée du Chajoux. Au hameau des Hauts-Viaux ( $x = 942,750$  ;  $y = 348,575$ ), une exploitation entaille sur 5 m de hauteur une butte résiduelle formée de sables et graviers disposés en bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur, inclinés de  $30^\circ$  vers le Nord-Est. Cette formation est recouverte par une moraine remaniée. J.L. Guebourg (1973) indique, pour cette formation, une médiane de 0,6 mm et un coefficient de tri ( $Q_d \phi$  Krumbein) de 0,8.

En descendant la vallée, sur la rive droite en aval du barrage de la Ténine, la rivière recoupe en falaise une formation sableuse dans laquelle sont interstratifiés des lits contenant des blocs emballés dans une matrice de sables et graviers. Ces lits sont inclinés de  $10$  à  $20^\circ$  vers l'amont.

Ces formations ont un âge würm probable.

**FGyк. Formation juxtaglaciaire, du type « terrasses de kame ».** Ces formations sont liées au décollement d'une langue glaciaire d'un versant, lors d'une phase de décrue. Dans l'interstice entre la glace et le versant s'accumulent des matériaux divers : moraine remaniée, matériaux fluvio-glaciaires, matériaux remaniés du versant. Après la fonte du glacier, ces formations sont mises en relief en terrasses longues et étroites au pied du versant.

Dans la haute vallée de la Moselotte, le replat sur lequel est bâti le hameau des Planches (40 m d'altitude relative environ) a été interprété par A.I. Salomé (1968) puis M.A. Maire (1973) comme une terrasse de *kame*.

Au Sud du Théâtre populaire de Bussang, une aire à topographie en vallons et buttes, nettement en relief, dont la plus élevée culmine à 626 m, a été interprétée par G. Seret (1966) comme une ancienne terrasse de *kame*. Les buttes sont allongées parallèlement au versant et la forme en terrasse a été altérée par l'érosion.

Dans la vallée de la Thur, à l'Ouest d'Oderen, au confluent du ruisseau du bois de Schalm (Gottbach) et du ruisseau de Hensbach, un replat, à une altitude voisine de 500 m, a été interprété par J. Tricart comme une terrasse de *kame*.

Dans la vallée de la Grande Fecht, cet auteur considère également comme des restes de terrasse de *kame* le replat, à une altitude de 550-570 m à l'Ouest de Sondernach.

**FGy. Formations fluvio-glaciaires en épandage ou en terrasses, d'âge würm probable.** Comme pour les autres dépôts fluvio-glaciaires, l'absence d'affleurement conduit le plus souvent à rester dans le domaine des hypothèses.

Pour J.C. Flageollet, les buttes qui entourent le hameau des Bas-Rupt, dans la haute vallée du Bouchot, sont les témoins d'une terrasse d'obturation glaciaire et seraient constituées par un mélange de matériaux morainiques et de matériaux fluvio-glaciaires. Cet auteur interprète de façon analogue la partie supérieure du *bourrelet* le plus en aval de la vallée du Chajoux. Sur la rive droite, une coupe permet d'en observer la lithologie : au-dessus d'un dépôt grossier de nature morainique probable, se succèdent des lits constitués alternativement de sables et graviers, emballant quelques blocs, et de galets.

A Bussang, sur la rive droite de la Moselle, un peu en aval des limites du secteur couvert par la feuille, une ancienne carrière (feuille Thann, x = 936,850 ; y = 329,300) permet de se faire une idée des matériaux qui constituent une *moyenne terrasse* de 10 à 15 m d'altitude relative. Les parties médiane et inférieure de la coupe exposent, sur 4 m, une formation à litage sub-horizontale très net constituée de galets (médiane de l'ordre de 6 cm), de sables avec seulement quelques blocs de petite taille. Au-dessus, sur 2 m, le matériel est beaucoup plus grossier et comprend de nombreux blocs de granite porphyroïde à biotite, de grande taille (1,20 m) dont beaucoup sont fortement émoussés. Cette couche supérieure présente un caractère nettement fluvio-glaciaire.

Dans les rares coupes observées, les alluvions du cours amont des hautes vallées laissent deviner une origine fluvio-glaciaire des matériaux. Ainsi la *haute terrasse* de la Thur, en amont d'Oderen, semble se raccorder, en nappe pro-glaciaire, aux moraines de Kruth. Le replat qui flanque au Nord-Est le complexe morainique de la vallée d'Urbès est probablement constitué aussi par une nappe pro-glaciaire. La terrasse rive gauche de la Grande Fecht, entre Metzeral et Muhlbach, d'après l'observation d'une coupe sporadique par H. Vogt, est formée de matériaux nettement fluvio-glaciaires.

#### Formations alluviales, lacustres et palustres

**Fx. Alluvions d'âge riss probable : galets altérés, sables, argiles.** La terrasse, en rive gauche de la basse vallée de la Fecht, est généralement rapportée au Riss, en raison de ses rapports de position avec le cône de Walbach (J. Tricart, H. Vogt, carte géologique à 1/50 000 Colmar). Elle est peu étendue et mal connue ici, fautes de coupes. Par l'étude d'échantillons pris en surface, Ch. Krittlé (1956) donne quelques indications sur sa nature :

Nature		Galets de granite 34 %	Galets de grauwacke 65 %
Granulométrie	Dimension médiane des galets	8,7 cm	7,8 cm
	% de galets de longueur supérieure à 15 cm	27 %	10 %
	% de galets de longueur supérieure à 35 cm	1 %	0

**Fy. Alluvions d'âge würm probable : galets, graviers, sables.** Comme la plupart des autres formations de fonds de vallée, les alluvions sont mal connues. A l'amont des hautes vallées, elles ont un caractère fluvio-glaciaire et la dimension de leurs éléments décroît d'amont en aval. Dans les vallées de la Thur et de la Fecht, deux niveaux se distinguent nettement, mais la corrélation entre les deux vallées est délicate, en l'absence de repères chronologiques.

Dans la vallée de la Thur, le niveau supérieur a été noté Fy<sub>b</sub>. Dans le cadre de la feuille, il est représenté par des lambeaux de terrasses, protégées de l'érosion par les buttes rocheuses ou morainiques du fond de la vallée. Aucune coupe n'a pu y être observée. Le niveau inférieur Fy<sub>c</sub> est bien développé entre le Merleberg et Wesserling. Une coupe de 2 m en aval du Merleberg a permis d'avoir quelques indications sur sa nature :

	Matrice	Galets et graviers	
% évalué	50 %	50 %	
Nature	arène granitique remaniée	granites 90 %	grauwackes 10 %
Dimensions observées	sable grossier	≤ 20 cm	≤ 30 cm

Dans le chantier (1 hectare) trois blocs démesurés, fortement émoussés (usure glaciaire probable) ont été extraits. L'un est constitué de conglomérat à galets de gneiss et de gabbro (bloc remanié des klippes de 1,20 m de longueur) ; les deux autres sont en granite porphyroïde et ont 1,80 m de longueur.

Dans la vallée de la Grande Fecht, le niveau supérieur a été noté Fy. Il forme une terrasse presque continue, sur la rive gauche, entre Metzeral et Munster, dont l'altitude relative, par rapport au niveau actuel de la rivière, s'abaisse d'amont en aval. Le niveau inférieur correspond au fond de la vallée dont l'essentiel des dépôts semblent être d'âge würm (notation Fy-z ; voir alinéa suivant).

Entre Metzeral et Sondernach, le replat sur lequel est bâtie l'église d'Emme est formé d'éléments roulés de grauwacke et de granite de taille modeste (inférieure à 15 cm), pris dans une matrice sableuse. C'est une terrasse (Fy<sub>b</sub>) fluviale à fluvio-lacustre liée à l'obturation de la vallée de Sondernach par le puissant glacier de la vallée de Mittlach.

**Fy-z. Alluvions d'âge würm à post-würm indifférenciées : galets, sables, limons, argiles.** Dans les bassins de la Lauch, du Krebsbach (vallée de Wasserbourg) et la vallée de Munster, la majeure partie des alluvions de fond de vallée sont très probablement d'âge würm, les cours d'eau actuels ne débordant guère du lit mineur que dans des cuvettes d'extension limitée.

En aval de Munster, une coupe profonde de 1 m (x = 959,050 ; y = 348,975) a donné quelques indications sur la granulométrie des alluvions de la Fecht :

Granulométrie		Nature	Galets de granite 25 %	Galets de grauwacke 75 %
Pourcentage numérique	Dimension médiane des galets (cm)		10	7
	Dimension maximale observée		50	25
	% de galets de longueur supérieure à 15 cm		12	4
Pourcentages pondéraux	% de galets (largeur supérieure à 2 cm)		70	
	% de graviers (largeur comprise entre 0,2 et 2 cm)		16	
	% de sables (diamètre compris entre 0,05 et 2 mm)		12	

Dans la vallée de la Lauch, D. Walter (1958) a effectué des mesures sur deux coupes :

1) en aval du cimetière de Lautenbach

Granulométrie		Nature	Galets de granite 17 %	Galets de grauwacke 83 %
Dimension médiane des galets (cm)			8,5	8,1
% de galets de longueur inférieure à 10 cm			64	69
% de galets de longueur supérieure à 20 cm			1	1

2) en aval de Buhl

Granulométrie		Nature	Galets de granite 16 %	Galets de grauwacke 80 %
Dimension médiane des galets			5,1	6,1
% de galets de longueur inférieure à 10 cm			90	82
Absence de galets de longueur supérieure à 20 cm				

J. Tricart, dans la vallée de Wasserbourg, D. Walter dans le fond des vallées de Linthal et du Vogelbach (au Nord de Lautenbachzell) ont noté l'existence de dépôts morainiques. Les rares coupes observées sur les bosses de la topographie ondulée de ces fonds de vallées nous ont montré des remaniements des formations des versants par solifluxion.

L'épaisseur du remplissage alluvial des fonds de vallées est mal connue. Dans les hautes vallées ayant subi la glaciation würm, des cuvettes de surcreusement glaciaire (ombilics) ont été mises en évidence par sondage :

	Sondage n°	Épaisseur de remplissage morainique et fluvio-glaciaire
— dans la vallée de la Petite Fecht . . . . .	3 - 7	30 m
— dans la vallée de la Grande Fecht entre Mittlach et Metzeral . . . . .	3 - 87	40 m
— dans la haute vallée de la Thur, en amont de Wesserling . . . . .	6 - 47	70 m
— dans la vallée d'Urbès . . . . .	6 - 17	55 m
— dans la vallée du Phény. . . . .	1 - 2	25 m

Ces cuvettes sont remplies de matériaux généralement grossiers : galets, blocs, sables plus ou moins argileux. Le fond de ces cuvettes doit être, au moins par places, tapissé de matériaux morainiques mais la masse principale de ces dépôts est d'origine fluvio-glaciaire. A mi-hauteur du remplissage, dans la plupart des sondages, le matériaux est plus fin : sables de — 8 à — 15 m dans le sondage 1-2 et de — 12 à — 22 m dans le sondage 3-87, limons argileux de — 24 à — 47 m dans le sondage 6-47. Il est probable que ces cuvettes ont été libérées lors de la décrue après le maximum wurmien et que les matériaux de remplissage de ces diverses cuvettes soient contemporains. Les niveaux plus fins correspondraient à une phase de ralentissement de la fusion de la glace avec une influence de la dynamique lacustre.

En aval de Stosswihr et de Metzeral, l'épaisseur de la masse alluviale est inconnue. Dans la basse vallée de la Lauch, à Guebwiller, en limite est de la feuille, l'épaisseur des alluvions est de 10 m environ (sondage au point de coordonnées x = 124,490 ; y = 449,950). Ces alluvions sont constituées de sables, graviers et galets, plus grossiers à la base, entrecoupés de passées de sable argileux. Immédiatement en amont de Buhl, le fond de la vallée du Murbach est occupé par des alluvions relativement épaisses (localement 15 m). Les sondages 2-2 y ont reconnu la succession suivante :

- argiles sableuses en surface
- sables gris grossiers
- sables rouges fins et argileux, à la base.

**Tz. Dépôts des dépressions de l'étage montagnard et d'âge post-würm.** Dans les hautes Vosges, la lenteur de la décomposition de la matière organique, liée aux facteurs climatiques, favorise la formation de tourbières à Sphaignes dans les aires mal drainées. Fréquentes sur les hauts des versants d'exposition Ouest à Nord, sur pentes faibles, ces tourbières ne se sont développées sur des épaisseurs importantes que dans les cuvettes laissées par la morphogenèse glaciaire (épaisseur maximale connue 10 m). Selon G. Lemée (1963), la formation des tourbières des hautes Vosges se fait fréquemment à partir d'une *Caricacae* (en particulier le *Caricetum fuscae*) qui évolue jusqu'au *Sphagnetum medium*, association typique des tourbières acides caractérisée par la prédominance de *Sphagnum medii*.

Étudiée principalement par G. Dubois puis J.P. Hatt (1937), F. Firbas et *al.* (1948), G. Lemée (1963), A.I. Salomé (1968) et D. Teunissen et *al.* (1973), la succession stratigraphique des associations polliniques des tourbières des Vosges a fourni beaucoup d'indications sur l'évolution du climat et de la végétation du massif du Tardi-glaciaire à l'époque actuelle. Cette succession est bien repérée dans l'échelle stratigraphique de ces périodes, établie dans la grande plaine d'Europe du Nord (Hollande, Europe Centrale) et est résumée dans le tableau n° 3.

Tableau 3

STRATIGRAPHIE ET ZONES POLLINIQUES DES PÉRIODES TARDI-GLACIAIRES  
ET POST-GLACIAIRES DES HAUTES VOSGES

d'après J.P. Hatt (1937), F. Firbas et al. (1948), G. Lemée (1963) et A.I. Salomé (1968)

Périodes	Phases climatiques et âges approximatifs en années	Zones polliniques (nomenclature de Firbas)	Évolution de la végétation et espèces caractéristiques	Succession stratigraphique représentée dans les principales tourbières	
POST-GLACIAIRE (HOLOCÈNE) prédominance de la forêt	Actuel	X b	intervention humaine apparition de l'épicéa	↑ tourbière d'Urbès ↑ tourbière de Lispach (Chajoux) et de Frankenthal tourbières d'altitude (△ 900 m) ↑ tourbière du Grand-Étang (haute vallée du Bouchot)	
	Sub-Atlantique (humide)	X a	hêtraie - sapinière récente		
		IX	prédominance du hêtre (hêtraie - sapinière ancienne) sphaignes dans les tourbes		
	Sub-Boréal (rafraîchissement)	VIII	progression du hêtre et du sapin - régression de la chénaie mixte		
	Atlantique (chaud et humide)	VII	apparition du sapin chénaie mixte - sphaignes (chênes, orme, tilleul, frêne)		
		VI	maximum du noisetier		
	Boréal refroidissement	V	régression du pin pin et noisetier		
		IV	pin et bouleau		
	TARDI-GLACIAIRE (WURM IV) prédominance des espèces herbacées	Dryas III (froid)	III		saule et armoise, toundra, neige et glaciers sur les sommets
			II		pin bouleau
Dryas II (froid)		I	toundra, saule, armoise, neige et glaciers sur les sommets		
			pins		
Dryas I (froid)			toundra, armoise, neige et glaciers sur les sommets		
		pins			

Les cirques glaciaires dont le fond est à une altitude égale ou supérieure à 900 m paraissent avoir été encore occupés par des glaciers ou des névés au Tardi-glaciaire, tandis que les hautes vallées étaient libérées des glaces.

### Formations périglaciaires de versants

Les formations périglaciaires sont très étendues dans les Vosges. Elles forment une couverture quasi continue sur la plupart des versants. Dans ces conditions une représentation de ces formations par figurés en surcharge a été adoptée afin de ne pas masquer la géologie du substrat.

**PGh. Formations de gélifluxion<sup>(\*)</sup> sur Viséen : argiles, limons, cailloux et blocs.** Ces formations recouvrent très largement le massif du Markstein ; elles sont moins continues dans les régions où affleurent les séries d'Oderen et de Thann, à relief vigoureux. Leur lithologie est relativement homogène pour des formations de versant et elles sont constituées de débris lithiques de toutes dimensions, emballés dans une matrice limono-argileuse. Les cailloux et les blocs sont plus nombreux sur les parties des versants situés sous des chicots rocheux. Fréquemment, ils apparaissent plus nombreux en surface, à la suite d'un lavage par les eaux de ruissellement qui ont emmené la matrice fine en profondeur et vers le bas du versant. La plupart des ruisseaux cascudent sur des blocs dégagés par un lavage plus vigoureux, leur force érosive étant cependant trop faible pour inciser le versant jusqu'à la roche en place, les fonds de vallons étant entièrement recouverts par des formations périglaciaires.

Les formations de gélifluxion sur Viséen ont une épaisseur très variable dont la valeur moyenne peut être évaluée à 2 mètres. En bas de versant et dans les fonds de vallons sans écoulement important, le recouvrement périglaciaire est plus épais, dépasse localement 4 m, et ne comprend que des cailloux et blocs peu abondants, épars dans une importante matrice fine, liée en partie à des apports colluviaux.

Dans les coupes selon les courbes de niveau, fréquentes le long des routes forestières récemment ouvertes ou élargies, on remarque l'absence de coulées de solifluxion. Le recouvrement périglaciaire du Viséen s'est principalement mis en place par gélifluxion laminaire. La matrice fine provient du remaniement des anciennes formations d'altération des matériaux viséens et des particules libérées par micro-gélivation. La fraction argileuse est constituée par un mélange, en proportions variables, de chlorite, d'illite et d'interstratifiés irréguliers vermiculite-chlorite. Les cailloux et les blocs ont été libérés par la macro-gélivation qui s'est exercée sur les chicots de grauwacke massive, à l'air libre ou déjà enfouis sous des matériaux géliflués. Ces processus, liés aux périodes froides du Quaternaire, se sont généralisés à la fin du Würm, lorsque les parties des versants couvertes de glaces, de névés et de neiges *permanentes* ont été progressivement libérées.

J.P. Boudot (1973) distingue les formations des versants, exposés au secteur nord-ouest à nord-est où les petits éléments lithiques (2 à 50 mm) sont peu abondants et les versants exposés à l'Ouest<sup>(\*\*)</sup> où cette fraction granulométrique est très bien représentée et parfois même prédominante. Cet auteur explique l'abondance des cailloux de petite taille par une alternance fréquente, journalière, du gel et du dégel, sur ces versants, lors de la genèse de ces formations. Cette gélifraction a été d'autant plus intense que les versants exposés à l'Ouest, mieux enclins au réchauffement diurne, ont été plus fréquemment libres de neige que les versants exposés au Nord.

(\*) Descente lente, en masse, des matériaux meubles selon la ligne de plus grande pente, lors des périodes de dégel superficiel.

(\*\*) Les versants exposés au Sud n'ont pas été étudiés.

Dans la partie inférieure des versants des hautes vallées, d'anciennes moraines de versant ont été fréquemment remaniées par gélifluxion et intégrées dans le recouvrement périglaciaire.

**PG $\gamma$ . Formations de gélifluxion sur granite : sables, cailloux et blocs.** En domaine granitique, les formations périglaciaires des versants forment une couverture beaucoup plus irrégulière que dans le massif du Markstein, souvent discontinue. Remaniement par gélifluxion des arènes granitiques et des produits de gélifraction, elles varient selon les types de granite et sont :

- riches en graviers sur le granite du Valtin, très acide et très arénisé,
- sablo-argileuses à blocs sur le granite des Crêtes et certains granites porphyroïdes à biotite,
- riches en éléments lithiques, cailloux et petits blocs sur les autres types de granite (granite de Griesbach, granite de Gérardmer, granite de Goldbach). Les matériaux sont généralement d'autant plus grossiers que le granite dont ils proviennent est peu peu altéré.

Ces formations recouvrent fréquemment des arènes granitiques. Leur épaisseur est généralement voisine de 2 m, mais elle peut localement dépasser 4 m (fonds de vallons, bas de versants).

**Ea. Éboulis assistés : blocs, argile et sable.** Sur pentes fortes, supérieures à 20°, les formations de gélifluxion passent fréquemment à des *éboulis assistés*. Ils sont formés de lits plus ou moins individualisés, parallèles au versant dans lesquels n'apparaît généralement aucune différenciation granulométrique. Les éléments ont des dimensions relativement petites (médiane inférieure à 10 cm) et la matrice, argilo-limoneuse sur formations viséennes, argilo-sableuse sur formations granitiques, est beaucoup moins abondante que dans les formations de gélifluxion. Bien développés sur les versants de la haute vallée de la Thur et de la vallée d'Urbès, ces éboulis sont localement exploités (environs de Kruth, haute Moselotte). Au Nord du col de Bussang, sur le flanc sud de la Tête des Russiers, une grande exploitation a dégagé, sous une mince couverture d'éboulis de gravité, un éboulis assisté. Généralement comprise entre 2 et 6 m, l'épaisseur de ces formations est plus importante à la base des versants.

**E. Éboulis, chaos de blocs.** Sous les corniches et pointements rocheux de dimensions importantes, s'observent généralement des talus ou des cônes d'éboulis, simples accumulations de cailloux et de blocs libérés par les processus de gélifraction qui fragmentent la roche à nu. Sur les crêtes, des pointements rocheux ont même été complètement dissociés sur place en blocs (crête du Petit Ballon). La plupart de ces éboulis sont généralement fixés. Les éboulis encore actifs, comme ceux des Spitzkoepfe au Nord du lac de Fischboedle (Sud du massif du Hohneck) sont exceptionnels.

Les éboulis sont bien développés dans la haute vallée de la Thur, en particulier sur les parois de l'ancien cirque glaciaire, sur le flanc est du Grand Ventron et à l'Est du col d'Oderen (Fraufelsen). La formation de ces éboulis est généralement rapportée au Tardi-glaciaire. Sur les versants des hautes vallées des chaos de blocs ont été notés GE : placages morainiques plus ou moins *lavés* ou éboulis fixés à gros blocs.

**Blocs épars sur les versants.** Témoins de moraines de versant peu développées ou détachées par le gel, ces blocs anguleux ou peu émoussés parsèment les versants des hautes vallées et certains sommets, en dehors des zones d'éboulis et des moraines bien caractérisées. Ils sont particulièrement nombreux et de grande taille sur les parois des anciens cirques glaciaires. Ces blocs ont été représentés par un figuré particulier, quand ils sont abondants.

**Pierrailles de gélifraction.** La partie supérieure des versants et les sommets sont fréquemment tapissés par une couverture généralement peu épaisse de pierrailles, liées à la fragmentation sur place de la roche par le gel. La dimension des cailloux et des blocs est variable et dépend du mode de dissociation de la roche-mère : fragments centimétriques sur le granite du Valtin, éléments décimétriques sur les granites à grain

fin et les grauwackes massives. Sur les versants, la partie inférieure de ces formations est plus ou moins remaniée par gélifluxion avec parfois des ébauches de litage (*cf.* Grèzes litées) et passent aux formations de gélifluxion ou aux éboulis assistés.

**Autres formations de solifluxion et de cryoturbation.** Que ce soit en domaine granitique ou sur les formations viséennes, les bourrelets ou loupes de solifluxion sont peu fréquents. Ce fait peut être expliqué par le cheminement diffus des eaux d'infiltration sur les versants ; les surfaces de décollement, généralement liées au rassemblement des eaux infiltrées selon des plans privilégiés, sont rares.

En haute altitude, principalement dans le massif du Hohneck s'observent des formes typiques de cryoturbation : les « Buttes-gazonnées » ou Thufur et les « escaliers de bourrelets de solifluxion » ou « sentiers à vaches » (voir Sols et végétation).

### Formations périglaciaires et colluviales (*s.l.*) des fonds de vallées

Prise au sens large, cette expression comprend, en plus des colluvions *s.s.*, des matériaux soliflués, les remplissages des fonds de vallons ainsi que les cônes de déjection, à l'aval de ces vallons. Les matériaux qui constituent les formations colluviales proviennent du remaniement des formations meubles des versants.

**Cw, Cx. Colluvions anciennes. Sables et pierrailles.** Ces colluvions n'ont été individualisées que sur les glacis de Wintzfelden. Des soulèvements tardifs du massif vosgien au cours du Quaternaire ont permis la mise en relief d'anciens glacis colluviaux. Deux niveaux subsistent dans la dépression de Wintzfelden. Le plus ancien a été noté Cw (Quaternaire ancien ou Mindel), le plus récent Cx (Riss probable).

**Cy. Colluvions d'âge würm probable. Argiles, cailloux, limons et sables mélangés.** La masse la plus importante des dépôts de fonds de vallons paraît s'être accumulée pendant la période Würm—Tardi-glaciaire. Les matériaux sont d'autant plus fins que la pente longitudinale du vallon est plus faible. L'épaisseur de ces colluvions est mal connue.

**Cy-z. Colluvions d'âge würm à post-würm indifférenciées — C. Colluvions indifférenciées.** Faute de coupes, ces colluvions sont mal connues.

**PG $\alpha\gamma$ . Arènes granitiques remaniées.** Sur les versants, les arènes ont été fréquemment remaniées par solifluxion, gélifluxion ou colluvionnement. La notation PG $\alpha\gamma$  a été réservée aux formations franchement sableuses, tandis que la notation PG $\gamma$  a été utilisée pour les formations riches en cailloux et blocs.

**Cônes de déjection : blocs, cailloux, galets, sables et argiles.**

J : âge indéterminé

Jx-y : âge riss à würm ancien probable

Jy : âge würm probable

Jy-z : âge würm à holocène

JG : cône de déjection remaniant des matériaux glaciaires.

Les ruisseaux latéraux des vallées des hautes Vosges ont généralement un profil longitudinal à forte pente. A certaines périodes, principalement sous climat périglaciaire, ces ruisseaux ont eu une plus grande compétence. A ce dynamisme sont liés le transport d'éléments relativement grossiers et leur accumulation, au débouché de ces ruisseaux dans la vallée principale, en dépôts ayant la forme d'un secteur de cône évasé. Seuls les cônes les plus étendus ont été figurés sur la carte.

Des cônes relativement anciens ont été reconnus sur la rive gauche de la Fecht, en aval de Munster. Ch. Krittlé (1956) a pu examiner les matériaux du fragment de cône sur lequel est bâtie l'église de Gunsbach. Ce sont des blocs et *galets* de granite et de Grès vosgien, très altérés, emballés dans une matrice argileuse rougeâtre. Les génératrices du cône ancien de Gunsbach ont une pente de l'ordre de 5°. Il domine la

nappe alluviale Fx par un talus haut de 10 mètres. Il pourrait être contemporain du cône de Walbach (1/50 000 Colmar) qui pourrait avoir, selon H. Vogt, un âge mindel.

Le vallon du ruisseau de Gunsbach, qui entaille le cône et les deux vallons situés plus en aval se terminent par des cônes qui paraissent se raccorder à la nappe alluviale Fx. D'après le contexte régional, il est possible que les ruisseaux qui drainent ces vallons aient encore été très actifs pendant la période würm et les cônes ont été notés Jx-y.

La plupart des cônes situés dans le périmètre de la feuille paraissent s'être constitués au cours de la période Würm—Tardi-glaciaire. La pente de la génératrice des cônes est généralement liée à celle du profil longitudinal du ruisseau correspondant. Elle est plus importante pour les cônes situés dans la partie amont des vallées, au relief plus accusé. Dans la vallée de la Fecht, Ch. Krittlé (1956) a relevé des valeurs de 7° à 15° en amont de Metzeral et de Stosswhir, de 3 à 6° entre ces localités et Munster et de 1 à 4° entre Munster et Turkheim. Dans la vallée de la Lauch, D. Walter (1958) indique des valeurs de 9° à 15° en amont de Sengern et de 5° à 7° en aval de cette localité.

Le matériel des cônes reflète en général la nature pétrographique du bassin versant du vallon correspondant. Les éléments sont généralement anguleux à faiblement émoussés. La taille des éléments est d'autant plus importante, que la pente longitudinale du ruisseau amont est plus accusée ; elle dépasse rarement 50 cm. La matrice est généralement plus importante dans les cônes à faible pente. Elle est sableuse pour les cônes alimentés par un bassin versant granitique, argileuse lorsque le bassin versant entaille des formations sédimentaires viséennes. Certains cônes contiennent de nombreux éléments et blocs nettement arrondis (cône le plus amont de la vallée de Sondernach). Ce sont des éléments remaniés de matériaux glaciaires ; ces cônes ont été notés JG.

## OCCUPATION DU SOL

### SOLS ET VÉGÉTATION

Dans les hautes Vosges, les formations géologiques, en tant que roches-mères, ont eu un rôle important dans la diversification des sols et de la végétation. Certaines associations végétales ont, en contre-partie, une influence non négligeable sur l'évolution des sols et l'altération des roches sur lesquels elles sont établies.

#### **Rôle des formations géologiques dans la genèse des différents types de sols dans les Vosges moyennes et méridionales**

En domaine granitique, B. Souchier (1971) a mis en évidence le rôle des différents types de granites dans l'évolution des sols. Les *granites riches en minéraux ferro-magnésiens*, tels que le granite des Crêtes, libèrent par altération des quantités relativement importantes d'argiles et de fer, éléments indispensables à la formation de complexes argilo-humiques. Ces complexes donnent aux sols une structure grumeleuse qui favorise l'altération de la roche-mère par brunification. Ces granites et leurs produits d'altération sont la roche-mère de sols bruns, principalement de *sols bruns acides*. Les *granites pauvres en minéraux ferro-magnésiens* tels que les microgranites acides libèrent par altération des quantités peu importantes d'argile et de fer. Leurs arènes et leurs produits de remaniement sont la roche-mère de sols peu aérés où les composés humiques et le fer, non fixés en complexes bruns insolubles, sont entraînés à la partie inférieure du sol sous forme de complexes organo-métalliques solubles selon les processus de la podzolisation.

Entre ces deux types extrêmes, sols bruns et podzols, existent dans les hautes Vosges granitiques toute une série de sols : sols bruns acides, sols bruns crypto-podzoliques ou sols bruns ocreux, sols ocre podzoliques, sols podzoliques.

Dans le massif du Markstein, constitué de roches à composition géochimique homogène et largement recouvert de formations de gélifluxion, à lithologie peu variée, le climat et la végétation sont les principaux facteurs de différenciation pédologique, ainsi que l'a observé J.P. Boudot (1973) dans le bassin de la Grande Fecht. Les mécanismes de pédogenèse semblent toutefois se distinguer de ceux observés sur roches cristallines.

La podzolisation est peu favorisée par les roches-mères des sols de ce massif. La matière organique ne semble plus avoir le rôle actif qu'elle joue dans une altération podzolisante proprement dite, mais favorise seulement la conservation des sesquioxides issus de l'altération préalable de la roche-mère.

Les formations paléo-volcaniques de la série de Thann, par leur richesse relative en calcium, associée au climat relativement sec des régions où elles sont représentées, portent des sols à humus moins acide où des espèces xéro-calciphiles, en provenance des collines sous-vosgiennes et du Jura, ont pu s'établir. Ces caractères se retrouvent sur les versants exposés au Sud de la région d'Oderen.

#### Indication sur les sols et la végétation

Avant d'évoquer, par quelques exemples, les types de sols et de végétation représentés, il est nécessaire de souligner le rôle de la topographie. Le relief a une influence importante sur le climat et il est responsable de l'étagement de la végétation. En altitude, le climat frais et humide accentue le caractère acide des horizons humiques.

Les associations végétales naturelles, récemment encore largement représentées dans les hautes Vosges, sont, en dehors des réserves naturelles, rapidement remplacées par des plantations denses d'Épicéa. Cette espèce exclusive donne un humus très acide favorisant le processus de podzolisation. Elle contribue aussi largement à un appauvrissement de la flore et de la faune (E. Issler, 1924).

**Sols du massif du Hohneck (substrat granitique).** Une vue d'ensemble des sols et de la végétation du massif du Hohneck est donnée par R. Carbiener (1963). Sur les flancs du massif, à « l'étage moyen » ou étage forestier montagnard<sup>(\*)</sup>, les sols ocre podzoliques sont largement représentés si la roche-mère initiale présente des teneurs en fer comprises entre 1,5 et 2,5 % (Souchier, 1971). Sur arènes, en place ou remaniées par gélifluxion, l'humus est généralement du type Moder et l'association végétale la plus représentée est la Hêtraie — Sapinière à *Luzula nemorosa* (*Luzulo-Fagetum*). L'Épicéa est localement présent. Dans la strate herbacée, outre la Luzule, *Deschampsia flexuosa* et *Vaccinium myrtillus* couvrent de larges surfaces.

Aux sols bruns faiblement acides, à Mull acide, sont fréquemment associées des Hêtraies — Sapinières à *Festuca silvatica* (*Abieto - Fagetum*). Cette association, représentée sur des granites à forte teneur en fer, très riche en espèces herbacées, est bien représentée sur les pentes moyennes à fortes, d'exposition nord, telles que la partie méridionale du cirque de Retournermer.

Aux sols podzoliques et podzols, localisés surtout sur les buttes et bourrelets morainiques appauvris en argile, les granites à faible teneur en fer et le rebord des cirques sont généralement associés des Pessières-Sapinières (*Hyolocomiето-Abietum*) à Myrtille (*Vaccinium myrtillus*), Airelle (*Vaccinium vitis - idaea*) et *Hyolocomium loreum*.

L'étage supérieur (au-dessus de 1000 à 1100 m) est occupé par deux associations typiques des hautes Vosges : la Hêtraie *sub-alpine* et les landes des Hautes Chaumes.

— La Hêtraie *sub-alpine* (*Acero - Fagetum*) se reconnaît au port buissonneux et tortueux des Hêtres, seuls arbres résistant à la rudesse du climat, en l'absence d'Épicéa.

(\*) Altitude inférieure : 500 m sur le versant lorrain, 700 m sur le versant alsacien ; altitude supérieure : 1000 à 1100 m, selon l'exposition.

Dans les sites abrités, Sorbiers (*Sorbus aucuparia*) et Érables (*Acer pseudo-platanus*) sont fréquemment associés au Hêtre. Deux principales sous-associations doivent être mentionnées :

- la Megaphorbiée sub-alpine à *Cicerbita alpina* (*Acer* - *Fagetum* - *Cicerbitosum*) sur sols bruns, très riche en espèces. Cette sous-association est bien représentée sur les flancs nord des anciens cirques glaciaires et au fond des vallons et thalwegs non engorgés mais assez humides,

- la sous-association à Myrtilles (*Acer* - *Fagetum* - *Myrtilletosum*) à *Vaccinium myrtillus* et *Luzula albida*, sur sols bruns crypto-podzoliques ou sols bruns ocreux, occupe les stations les moins humides.

— Les landes des Hautes Chaumes, liées pour une large part au défrichement entropique, sont riches en espèces dites sub-alpines, mais qui ont, selon G. Ochsenbein (1972) une parenté beaucoup plus marquée avec les espèces atlantiques des prairies d'altitude du Massif Central et des Pyrénées. Les sols typiques des landes *primaires* sont des rankers crypto-podzoliques et l'association végétale correspondante est la lande 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 micro-tourbières bombées et des formes de cryoturbation : les « buttes gazonnées » ou Thufur décrites par G. Rempp et J.P. Rothe (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 « sentiers à vaches » ou « sol alpin à festons ». Ces gradins de 40 à 60 cm de hauteur ont été également décrits par G. Rempp et J.P. Rothe (1935) et R. Carbiener (1964b).

**Partie septentrionale du massif du Markstein (J.P. Boudot, 1973). Étage montagnard forestier.** Sur les versants humides exposés au secteur nord-ouest à nord-est, prédomine la Hêtraie - Sapinière à *Festuca silvatica* (*Abieto* - *Fagetum*) sur sols bruns crypto-podzoliques qui correspondent au pôle acide de la gamme de sols que couvre cette association, qui comprend dans ces sites *Oxalis acetosella* et *Luzula albida*.

— Dans les ravins enrichis en argile par colluvionnement et en bases, l'abondance de l'Érable sycomore (*Acer pseudoplatanus*) traduit la présence de sols bruns mésotrophe acide ; *Ulmus montana*, *Fraxinus excelsior*, *Lunaria rediviva*, *Corydallis cava* et *Campanula latifolia* l'accompagnent généralement.

— Sur les versants exposés à l'Ouest, la Hêtraie - Sapinière à Canche (*Deschampsia flexuosa*) est largement prédominante. Les Luzules (*Luzula albida* ou *Luzula maxima*) associées ou non à la Myrtille (*Vaccinium myrtillus*) sont localement très abondantes. Cette association engendre des sols à morphologie correspondant aux sols ocre podzoliques, à teneurs en fer libre parfois fort élevées dans l'horizon Bs, toutefois, il s'agit plus d'une conservation sur place des sesquioxides préalablement libérés que d'une podzolisation au sens strict, celle-ci étant liée à des processus de dégradation des argiles.

Les Hautes Chaumes du massif du Markstein sont analogues à celles du massif du Hohneck. La présence de Génévriers sur la crête du Petit Ballon est liée à une diminution de l'humidité vers l'Est ainsi qu'à une augmentation de la température moyenne.

**Régions d'Oderen-Bussang et de Murbach-Rimbach.** Soulignée par G. Ochsenbein (1963 et 1972), la présence, dans ces régions, de roches volcaniques relativement riches en calcium et une tendance xérophylle des versants sud à sols rocailleux et peu épais ont permis l'installation de plantes xéro-calciphiles telles que *Helleborus foetidus* et *Euphorbia amygdaloides*. En de rares stations poussent *Prunus mahaleb* (adret du col de Bussang) et *Carlina acaulis* (mont Ebeneck). Les arbres de l'étage inférieur (*Betula*

*verrucosa*, *Quercus sessiliflora*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus exelsior* et *Tillia platyphyllos*) atteignent des altitudes relativement élevées (800 m et plus) sur les versants sud où la forêt a été largement défrichée. Après abandon, ces aires ont évolué en « landes » et « garides » (couverture végétale discontinue) à *Sarothamnus scoparius*, *Genista sagittalis*, *Genista pilosa* et *Festuca ovina*.

**Collines de grès triasiques aux environs de Buhl.** La couverture sableuse et caillouteuse des grès du Buntsandstein a facilité l'évolution podzolique des sols. Aux peuplements de Chênes (*Quercus sessiliflora*) l'homme a largement substitué les plantations de Pins auxquels est localement associé le Châtaignier. En sous-bois Myrtilles et Callunes prédominent.

## GÉNIE CIVIL

95 % environ des terrains couverts par la feuille Munster sont situés sur des pentes relativement fortes, comprises en général entre 10° et 25°. Comme dans tout pays montagneux, les problèmes géotechniques les plus importants seront des problèmes de stabilité de versant et ceux liés à la présence de roches et de blocs.

### Problèmes de terrassements et de stabilité

Compte tenu des fortes pentes et de l'extension des couvertures de formations de gélifluxion, les versants dans le cadre de la feuille Munster ont une tenue relativement bonne.

- En pays granitique, le front d'altération de la roche est une surface très irrégulière avec poches et chicots rocheux et il y a rarement des plans de glissement privilégié dans le sens de la pente. En outre, la roche est profondément fissurée et il n'y a pas systématiquement de circulation d'eau importante à sa surface.

- Dans les massifs viséens, la disposition sub-verticale des couches et l'alternance de bancs de grauwacke massive et dure et de bancs de grauwacke fine, voire de schistes à résistance mécanique plus faible, donnent aussi un front d'altération très irrégulier. Les bancs de grauwacke massive donnent une certaine armature au versant lorsqu'ils sont plus ou moins perpendiculaires au sens de la plus grande pente.

Sur les fortes pentes, des mouvements ne sont cependant pas exclus<sup>(\*)</sup> et pour toute construction et mouvement de terre importants, des études sont le plus souvent nécessaires.

Bien que la plus grande surface du territoire couvert par la feuille possède une couverture de formations superficielles meubles, souvent épaisses, la présence générale de blocs et chicots rocheux nécessite presque toujours l'emploi de puissants engins de déroctage et souvent d'explosifs pour les terrassements importants. Dans les régions minéralisées et le long des anciens fronts de la guerre 1914-1918, des cavités souterraines, insoupçonnables en surface, peuvent exister.

### Problèmes posés par les fondations

Ce sont essentiellement des problèmes de stabilité de versant et de poinçonnements liés à la présence des blocs et des chicots rocheux précédemment évoqués. L'altération et la fragmentation profonde de la plupart des roches rendent très délicate l'établissement d'un barrage.

### Problèmes de réemploi des matériaux

Tous les matériaux pauvres en matrice fine peuvent être réutilisés comme matériaux de viabilité. Les plus intéressants sont les formations riches en cryoclastes (cailloux anguleux), sur les versants, et les formations fluvio-glaciaires, en fond de vallée. L'importance des contraintes d'extraction dans les hautes Vosges donne beaucoup d'intérêt à ces matériaux libérés dans les terrassements.

(\*) Un éboulement récent a été observé à Mittlach (x = 949,250 ; y = 343,075).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur le territoire de la feuille Munster, les eaux infiltrées percolent ou s'accumulent dans trois types de réservoirs.

- 1 - Sur les versants : les formations superficielles et les roches fissurées.
- 2 - En amont des principales vallées : les cuvettes de surcreusement glaciaire.
- 3 - Dans les principales vallées : les alluvions.

**Formations superficielles et roches fissurées**

Une partie des eaux accumulées sur les sommets et les hauts de versant est libérée par de nombreuses sources, largement utilisées pour l'alimentation en eau potable des communes. Favorisée par le couvert végétal forestier, la morphologie des versants (versants *réglés*, peu ravinés) et l'importance de la couverture de formations superficielles même sur forte pente, l'infiltration est relativement importante. Les eaux pénètrent à une profondeur variable selon l'épaisseur des formations superficielles (1 à 10 m) et la profondeur de la fracturation du substrat (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres).

A la suite de cette infiltration, bien répartie, la percolation, généralement lente, alimente des sources nombreuses et à faible débit. La plupart des sources ont un débit d'étiage inférieur à 1 litre/seconde.

Que ce soit en domaine granitique ou dans les massifs de grauwacke et schistes du Viséen, les eaux sont généralement pures et très peu minéralisées (voir exemples ci-après).

	R ohm/cm	pH	T.H.	TAC
Alluvions de la Fecht à Stosswihr	32.100	5,75	1°	0,75
Sources de Muhlbach	41.100	5,85	0,8	
	16.273	6,8	1,82	1,75
Sources du Gaschney	52.800	5,55	0,95	0,5
Sources de Stosswihr Runtz	24.100	5,6	1,4	1,5
	31.400	5,45	1,2	1,5

La fraction fine des formations superficielles : arènes granitiques remaniées et limons argilo-sableux (sur Viséen), constitue dans l'ensemble un bon filtre. Cependant, en amont des grandes vallées, dans les zones ayant été affectées par les glaciations, les versants sont souvent recouverts de blocs et d'éboulis dont les interstices, surtout en surface sont parfois dépourvus de matrice fine. Dans ces conditions, certaines sources sont parfois des *résurgences*, en aval de ces éboulis, d'eaux qui se perdent en amont de ceux-ci. Il est donc généralement nécessaire de protéger le versant, au-dessus de la zone captée jusqu'à la ligne de crête. Les sources de vallons ont généralement des débits supérieurs aux sources sur versants réglés du fait de leur bassin versant plus étendu. Dans l'ensemble, les sources ont des débits plus faibles dans la partie orientale de la feuille, d'altitude moins élevée et de climat plus sec :

Poste	Localisation	Hauteur d'eau annuelle(*) (mm)
Wildenstein	haute vallée de la Thur	1950
Mittlach	bassin supérieur de la Fecht	1605
Luttenbach	amont de Munster	960
Wintzenheim	débouché de la vallée de la Fecht dans la plaine rhénane	675

### Cuvettes de surcreusement glaciaire

De vastes cuvettes (ombilics) de surcreusement glaciaire ont été reconnues (cf. p.42).

Ces cuvettes sont remplies de matériaux grossiers et de sables, plus ou moins argileux, d'origine glaciaire à fluvio-glaciaire. La présence de matériaux plus fins à mi-hauteur du remplissage (limons dans le sondage 6-47) peut contribuer à protéger les eaux de la partie inférieure des réservoirs de la pollution superficielle. Les eaux accumulées dans ces cuvettes de surcreusement glaciaire ont des qualités voisines de celles des sources (pureté bactériologique, faible minéralisation). Elles sont utilisées pour l'alimentation en eau potable dans la vallée d'Urbès et à Fellingring. Leur exploitation est envisagée dans la vallée de la Fecht. Il est donc nécessaire de protéger ces réservoirs.

### Alluvions

Dans les principales vallées, les alluvions ont des épaisseurs suffisantes pour constituer d'importants réservoirs aquifères (alluvions de la Lauch épaisses de 10 m à Guebwiller). Utilisables après traitement, ces eaux doivent être régulièrement surveillées en raison de la vulnérabilité de ces nappes à la pollution par les eaux usées des agglomérations et des établissements industriels.

La vallée de Guebwiller capte directement ses eaux dans le cours amont de la Lauch.

### Sources hydro-minérales de Bussang

Ce sont des sources de température basse (8 à 9°) de type bicarbonaté sodique, les ions bicarbonates étant responsables de 70 % de la salinité totale de l'eau. Elles ont une conductivité de 1000 à 2000  $\mu\text{mho/cm}$  et un pH légèrement acide (6 à 6,4) :

– teneur en CO <sub>2</sub> libre	500 à 900 mg/l
– teneur en Ca	126 à 176 mg/l
– teneur en Na	320 à 370 mg/l

Oligo-éléments :

F	1300 à 1700 ppb
Li	650 à 1030 ppb
Sr	600 à 1000 ppb
Fe	0,2 à 0,4 mg/l.

La concentration totale en sels dissous est voisine de 1,5 g/l. Seule, la teneur en sodium pourrait être expliquée par une origine superficielle (richesse en sodium des tufs albitophyriques).

Les sources de Bussang sont probablement liées à la faille est-ouest du col de Bussang et une origine endogène est à envisager pour le fluor, le lithium, le strontium et le gaz carbonique libre.

(\*) Moyennes 1931-1960, sauf Luttenbach (1959-1973).

## GITES MÉTALLIFÈRES

Dans la partie méridionale des Vosges moyennes et dans les Vosges du Sud, les principales minéralisations se situent dans le prolongement de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines vers le Sud (faille de Retourner, Bussang) et les fractures parallèles (vallée de la Fecht) ainsi que dans la série de Thann. La série du Markstein est, par contre, très peu minéralisée à l'exception d'un indice de chalcopryrite avec chrysocolle au Nord du mont Hilsenfirst.

### Gîtes intra-granitiques

*Le district de la Fecht* (Weil et Stutzmann, 1955 ; Weil, Stutzmann, Siat, 1963) est célèbre par la présence d'antimoine dans les cuivres gris ou plus rarement exprimé sous forme de stibine. Le bismuth est localement présent. Les gangues sont essentiellement quartzzeuses. Les centres d'exploitation les plus importants étaient au XVI<sup>e</sup> siècle le vallon du Heidenbach (au Nord du cimetière de Munster ; 15 mines citées en 1571 ; Stoltz, 1939, Els. Loth. Jahrb) et le Silberwald (versant au Sud de la Petite Fecht, 15 mines au XVI<sup>e</sup> siècle). Dans ce second site, les filons du Sattel de direction NE-SW contiennent de la stibine massive, d'épaisseur variable. Le granite à deux micas encaissant est imprégné de pyrite et de mispickel. La minéralisation cupro-argentifère qui donna son nom à ce secteur minier est représentée par du cuivre gris. Celui-ci se retrouve avec la chalcopryrite dans une gangue quartzzeuse développée dans le petit gîte de l'Altenweiher.

Dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille, seuls sont connus des gîtes cuprifères insignifiants. Les petites galeries du lac de Lispach (Poirot, 1961), localisées dans les gneiss perlés de Longemer, ne montrent que des mouches de chalcopryrite dans du quartz à oligiste.

*District de Bussang.* Les filons, de direction probable est-ouest à NE-SW recouperont l'auréole de microgranite, mise en place entre le granite porphyroïde à biotite et la série d'Oderen. Ils sont liés de manière évidente à la faille de Retourner-Bussang (direction N 30° E). Localisés à l'Ouest de Bussang, les vestiges actuels de l'exploitation ne sont qu'un pâle reflet de son ampleur passée : 23 mines sont citées dans les archives (Richard, 1907). Une grande galerie d'écoulement débouche dans le village. La paragenèse observée sur le filon de Noire Goutte, portion d'un alignement filonien de plusieurs kilomètres (1/50 000 Remiremont, en limite de la feuille de Munster), comprend de la tétraédrite dans une gangue de quartz, baryte (souvent pseudomorphosée) et fluorite dissoute. Comme dans la vallée de la Fecht, le bismuth apparaît en petites quantités.

### Gîtes localisés dans les séries du Viséen

*District cuprifère d'Urbès-Mollau.* Étendu entre la haute vallée des Charbonniers (feuille Thann), le col de Bussang et le cours moyen de la Thur, ce district comporte plus de 25 filons cuprifères, encaissés dans les schistes et grauwackes à passées de tufs albitophyriques de la série d'Oderen. La plupart d'entre eux ont une direction NE-SW ; les fractures minéralisées apparaissent en relation avec un système de failles de même direction qui déterminent la morphologie des vallées. La chalcopryrite constitue le remplissage principal, accompagnée de quelques minéraux de cémentation et parfois de pyrite et de goethite. Les gangues sont principalement constituées de quartz, de baryte (souvent pseudomorphosée) et éventuellement de carbonates (tunnel de Bussang). La plupart de ces filons se situent plus au Sud (feuille Thann) ; l'ancienne mine Adèle se trouve à la limite de la feuille, à l'Est du mont Husselberg. Sur la rive gauche du Val d'Urbès, au Nord-Ouest de cette localité, dans la mine Saint-Joseph, un filon de faible largeur a fourni de très beaux minerais. A Langenbach, à l'Ouest du Thalhorn du mispickel est associé à l'oligiste et la chalcopryrite.

*District de la bordure orientale des Vosges du Sud (fer, quartz, baryte).* Nombreuses aux environs de Thann, ces minéralisations ont une répartition qui coïncide approximativement avec celle de la série de Thann, entre Masevaux et Guebwiller. Les filons occupent d'importantes fractures, pour la plupart sub-parallèles à la faille vosgienne et donc probablement liées à la tectonique oligocène. Les parties qui ont été exploitées correspondent le plus souvent aux zones d'oxydation, riches en limonite et goethite, des filons carbonatés à gangue quartzueuses et plus ou moins riches en baryte (la baryte est fréquemment pseudomorphosée en quartz). Au Sud de Murbach, le filon du Storenloch (limonite et sidérose) présente de l'ankérite dans sa gangue. Sa direction serait N 150° E (Koechlin-Schlumberger, 1862). Les filons ferrifères du Demberg et du Fundelkoepfel, au Sud-Ouest de Buhl, se situeraient le long du contact intrusif, entre les faciès hypo-volcaniques du Demberg et des assises sédimentaires de la série de Thann. Ils contiennent un peu de cuivre et de baryte. Au pied nord du Demberg, des indices de plomb ont été rencontrés lors du creusement du tunnel de l'usine Astruc et Cie. Le gîte de Haul (Lautenbach : hématite) semble localisé dans le prolongement nord-ouest de la faille qui limite à l'Est le granite de Goldbach. Des indices de baryte ont été trouvés à proximité. Au Nord de Schweighouse, les petits filons de Saint-Gangolf et Lerchenfeld (limonite, sidérose et faible quantité de zinc, plomb et argent) et l'important filon de Petit Château (Wintzfelden : baryte, quartz, ankérite, fluorite, oligiste, sidérose) apparaissent liés à la faille vosgienne. La minéralisation, principalement localisée dans les grauwackes tectonisées, se poursuit également dans le Grès vosgien.

*Filon de cobalt et nickel de Kruth (Kruth 1).* L'existence dans les Vosges de certaines concentrations à cobalt et nickel est un caractère original dans le cadre des massifs hercyniens français, qui annonce les venues cobalto-nickelifères, plus riches, d'Europe centrale.

Le filon de Kruth 1, de direction N.NE, traverse les schistes dévoniens, écaille tectonique le long de la *ligne des klippes* près de Runsche. Exploité de 1902 à 1905 (mine Fanny), puis reconnu au niveau du ruisseau (B.R.G.M., 1957), il se compose de skuttérodite très nickélifère dans une gangue quartzueuse à sidérose. Cette minéralisation pourrait avoir une liaison génétique avec les écailles de serpentine et de gabbro, localement nickélifères, fréquentes le long de la ligne des klippes. Des concentrations minéralisées ont en effet été récemment découvertes au Thalhorn dans une serpentine. Ce sont des plages de pentlandite, pyrrhotine et pyrite.

Les teneurs de cette zone, épaisse de quelques mètres, sont de 0,16 % pour le chrome, 0,14 % pour le nickel, 0,02 pour le cuivre et 0,01 pour le cobalt (B.R.G.M., documents inédits, 1971).

*Filon uranifère Kruth 2.* Reconnu de 1951 à 1953, par une galerie de recherche, le gîte de Kruth se compose d'un filonnet quartzueux, encaissé dans le granite à amphibole, de direction N.NE et en relation possible avec la grande faille de la Thur. La minéralisation uranifère primaire se concentre en une seule lentille, proche de la surface, de quelques dizaines de kilos de pechblende ; celle-ci est postérieure à une venue de löllingite et Ni-skuttérodite (dans l'éponte) et une paragenèse quartzueuse à pyrite et minerai de cuivre, As, (Se), Pb et Zn. De la fluorite, de la baryte miel et de l'oligiste se sont déposés dans une dernière phase.

#### SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES

Dans le cadre de la feuille Munster, le nombre d'exploitations de matériaux actives est très réduit. Cette faible importance de l'industrie d'extraction est liée à la faible extension de nombreux gisements, à la grande importance des contraintes (pays montagneux, région touristique) et, pour les sables et graviers, à l'existence, à faible distance, des importantes gravières de la plaine rhénane.

### **Pierre marbrière**

L'altération profonde des granites et la fragmentation importante de la plupart des roches sont à l'origine d'une extension généralement limitée des gisements. La roche est souvent plus saine dans la partie basse des vallées ayant subi une longue occupation glaciaire si, toutefois, ces vallées ne correspondent pas à des zones de failles telles que la vallée de la Thur.

Seul, le granite des Crêtes a fait l'objet d'une exploitation importante, sur le plan local, en marbrerie. En 1974, la variété gris-bleu est extraite de façon artisanale dans des carrières aux environs du col de Grosse Pierre. L'extraction est facilitée par la présence de diaclases plus ou moins orthogonales.

### **Matériau de viabilité**

**Graviers.** Les ressources en matériaux durs sont relativement importantes : granites à grain fin, grauwackes massives, andésites et faciès pyroclastiques du Schlussekopf, faciès hypo-volcaniques du Demberg et rhyolite type Molkenrain.

L'extraction de la roche en place (granites, grauwackes, roches volcaniques) est facilitée par son état fragmenté dû aux processus de cryoclastie quaternaire. Elle n'est cependant utilisée que pour des usages très locaux, essentiellement l'empierrement des chemins forestiers. Les éboulis de petit calibre, sur grauwackes principalement, sont beaucoup plus appréciés par l'industrie extractive. Des carrières, importantes sur le plan local, sont ouvertes au col de Bussang et dans la haute vallée de la Thur. En surface, les éboulis forment un tout venant maigre, mais en profondeur, ils sont accompagnés de fines (éboulis assistés).

**Sables.** Les arènes granitiques ne sont utilisées comme source de sable grossier qu'à une échelle très locale et de façon épisodique. Les gisements les plus importants se situent en haut de versant.

### **Autres matériaux**

**Gypse.** Les formations du Keuper de la dépression de Wintzfelden ont été anciennement exploités comme pierre à plâtre.

**Tourbes.** Les tourbières à Sphaignes fossiles à actuelles sont relativement répandues dans les hautes Vosges. Ce type de tourbe est apprécié pour la culture sous chassis car il facilite l'enracinement des jeunes plants. Les gisements des hautes Vosges ont une extension très limitée et les contraintes du tourisme s'opposent le plus souvent à leur exploitation.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

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

- Un guide géologique régional Vosges-Alsace paraîtra en 1976 (collection dirigée par Ch. Pomerol, Masson éd. Voir bibliographie : von Eller et *al.*, 1976). Plusieurs itinéraires intéressent la feuille Munster : itinéraires XVI, XXI et XXII.
- Un itinéraire d'excursion géologique sur les formations du Primaire des vallées de la Lauch, de la Thur et de la route des Crêtes est décrit par M. Ruhland (1961-1962) (voir bibliographie).
- Pour les formations superficielles, les sols, la végétation et l'écologie du massif du Hohneck, le lecteur pourra suivre :
  - Le circuit du Gaschney, un itinéraire commenté dans le massif du Hohneck (1972). Publication de la Société d'histoire naturelle de Colmar ; en particulier les articles de :
    - J. Schaal — Le paysage et la végétation, p. 6-61.
    - R. Marocke — Les formations superficielles et les sols, p. 62-71.

BIBLIOGRAPHIE

- BAULIG H. (1922) — Questions de morphologie vosgienne et rhénane. Morphologie glaciaire. *Ann. Géog.*, XXXI<sup>e</sup> année, n° 173, p. 385-401.
- BENECKE E.W., WERVEKE L. van (1890) — Ueber das Rothliegende der Vogesen. *Mitt. Geol. Land. Els. Loth.*, band III, p. 80-81 (« Permien » de Jungholtz et Wuenheim).
- BLANALT J.G. (1973) — Géologie de la vallée de Munster. *Bull. Soc. Hist. nat. Colmar*, 14 p., 1 carte.
- BLANALT J.G. et ELLER J.P. von (1965) — Étude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultzbach-les-Bains et Wintzenheim (Haut-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 18, fasc. 2, p. 65-90, Strasbourg.
- BONHOMME M. (1964) — Age, par la méthode au strontium, de quelques granites des Vosges moyennes. *Sciences de la Terre*, X, 3-4, p. 385-393.
- BONHOMME M. (1967) — Age, par la méthode au strontium, des micas du granite des Crêtes (Vosges). 92<sup>ème</sup> Congrès des Sociétés savantes, Strasbourg, t. II, p. 339-340.
- BONHOMME M. et FLUCK P. (1973) — Rb-Sr dating on granulite type formations of the Bagenelles pass, middle Vosges. 3<sup>rd</sup> 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. Mise en évidence et datation de deux époques de métamorphisme. *Sci. géol.*, Bull. 27-4, p. 271-283.
- BOUDOT J.P. (1973) — Quelques problèmes concernant les relations entre climat, végétation, géomorphologie et pédologie. Écologie d'un paysage de grauwaacke, le versant sud de la haute vallée de la Fecht. D.E.A. Écologie végétale, Univ. Strasbourg. 90 p.
- BOUDOT J.P. (1976) — Écologie du paysage et particularités de la pédogenèse sur les grauwaackes de la série du Markstein (Hautes Vosges). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Strasbourg, Écologie végétale.
- BRENDLE M. (1950) — Étude de géologie cartographique de la bande granitique du Grand Ballon. 1 carte, 1 notice explicative, 11 p., D.E.S. Strasbourg.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) — Initiation à l'étude des sables et des galets. t. III, Valeurs numériques. Paris, C.D.U.
- 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. 5503-5505.

- 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.
- CHOUBERT G. (1935a) — Sur les enclaves de quelques filons des environs de la Bresse (Vosges). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 200, p. 1122-1124.
- CHOUBERT G. (1935b) — Sur quelques filons à faciès lamprophyriques du versant lorrain des Vosges et sur leurs enclaves. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. V, p. 629-650.
- COLLOMB E. (1847) — Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Paris, Leipzig. Masson éd., 246 p.
- COLLOMB E. (1850) — Note sur le granite du Ballon de Guebwiller et sur la serpentinite d'Oderen. *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. VII, p. 291-307.
- COULON M. (1973) — La discordance du Viséen supérieur dans les Vosges méridionales. 1ère réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 143.
- COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., POINT R. (1975a) — Contribution à la connaissance du tectonogène varisque dans les Vosges méridionales. II - Le Culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas (partie occidentale de la feuille à 1/50 000 Thann). *Sci. géol.*, Bull. 28, 2, Strasbourg, p. 109-140.
- COULON M., FOURQUIN C., HEDDEBAUT C., PAICHELER J.C. (1975b) — Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différents sites du Culm des Vosges du Sud. *Sci. géol.*, Bull. 28, 2, p. 141-148.
- COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., POINT R. (1975c) — Contribution à la connaissance stratigraphique du Culm des Vosges méridionales. *Ann. Univ. A.R.E.R.S.*, Reims, 13, fasc. 1-2, 4 p., 1 fig. h.-t.
- CORSIN P., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., POINT R. (1973) — Étude de la flore de la série de Giromagny (Viséen supérieur des Vosges méridionales). Comparaison avec les autres flores du Culm des Vosges. *Sci. géol.*, Bull. 26, 1, p. 43-68, 7 pl. h.-t., Strasbourg.
- CORSIN P., MATTAUER M. (1957) — Quelques nouveaux gisements fossilifères du massif des Ballons (Vosges méridionales). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 5, p. 92-94.
- CORSIN P. et RUHLAND M. (1959) — Les gisements à plantes du Viséen dans les Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 248, p. 2145-2149.
- DELBOS J. et KOECHLIN-SCHLUMBERGER J. (1866) — Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin. 2 tomes.
- DERVILLE H. et JUNG J. (1933) — Observations sur le métamorphisme de contact de la vallée de la Fecht. *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 3, p. 100-102.

- DOUBINGER J. et RAUSCHER R. (1966) — Spores du Viséen marin de Bourbach-le-Haut dans les Vosges du Sud. *Pollen et Spores*, VIII, 2, p. 361-405.
- DOUBINGER J. et RUHLAND M. (1963) — Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge Dévonien au Treh (région du Markstein, Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, p. 2894-2896.
- DUBUS J. (1959-1960) — Étude hydrogéologique du bassin de la Lauch en amont de Guebwiller. Thèse 3e cycle (hydrogéologie), Univ. Paris.
- DURWELL E. (1856) — Aperçu géologique du Canton de Guebwiller. Guebwiller, J.B. Jung éd., 141 p., 1 carte h.-t.
- ELLER J.P. von, FLUCK P., HAMEURT J., 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., RUHLAND M. (1972) — Le massif vosgien dans le département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, Bull. 25, 2-3, Strasbourg.
- ELLER J.P. von, HAMEURT J., RUHLAND M. (1971) — Évolutions métamorphiques et ignées dans les Vosges. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, p. 296-306.
- ELLER J.P. von et al. (à paraître 1976) — Vosges—Alsace. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson et Cie éd.
- FERNANDOPULLE D. (1965) — La Fecht, Étude hydrogéologique. Thèse 3e cycle (géodynamique externe appliquée), Univ. Paris.
- FIRBAS F., GRUNIG G., WAISCHEDEL L., WORZEL G. (1948) — Beiträge zur spät - und nacheiszeitlichen Vegetationgeschichte der Vosgesen. *Bibliotheca botanica*, Heft 121, 71 p.
- FLAGEOLLET J.C., HAMEURT J. (1971) — Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). *Rev. Géogr. Est*, Nancy, II, n° 2, p. 119-181, 3 pl. h.-t., 3 pl. h.-t., bibl.
- FLAGEOLLET J.L., GUEBOURG J.L., MAIRE A. (à paraître) — Morphologie et accumulations glaciaires dans le haut bassin de la Moselotte (Vosges). *Rev. Géogr. Est*, Nancy.
- FLUCK P. (1972) — Les gîtes minéraux dans le département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, Bull. 25, 2-3, p. 146-148, Strasbourg.
- FLUCK P. (1973) — Propos sur les gîtes minéraux de la vallée de Munster. *Les Vosges* (Club vosgien, Strasbourg), 52e an., n° 3, p. 1-4.
- FOURMARIER P. et RUHLAND M. (1964) — Le granite et les déformations mineures des roches dans les Vosges hercyniennes. *Mém. Acad. roy. Belg.*, 34, 7, p. 5-40.

- FOURQUIN Cl. (1969) — Observations sur l'histoire et la stratigraphie anté-sudètes des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 6-9.
- FOURQUIN Cl. (1973) — Contribution à la connaissance du tectogène varisque dans les Vosges méridionales. *Sci. géol.*, Bull. 26, p. 3-42, Strasbourg.
- GAC J.Y. (1968) — Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Étude minéralogique et géochimique. Thèse 3e cycle (Géologie dynamique externe), Univ. Strasbourg, 77 p., 1 tabl. h.-t.
- GAGNY Cl. (1957) — Pétrographie et sédimentologie des tufs albitophyriques marins des environs d'Oderen (Vosges méridionales). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 5, p. 389.
- GAGNY Cl. (1958) — Essai d'interprétation sédimentologique des ovoïdes dans les assises de grauwacke de la série du Markstein, Vosges méridionales. *Bull. Serv. Cart. géol. Als. Lorr.*, t. II, fasc. 2, p. 41-44, 2 pl. ph. h.-t., Strasbourg.
- GAGNY Cl. (1959) — Contribution à l'étude des granites de l'Association des Crêtes dans le bassin de la haute Moselle (Vosges méridionales). Thèse 3e cycle (pétrographie), Univ. Paris, 83 p.
- GAGNY Cl. (1962) — Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 15, fasc. 4, p. 139-160, 1 p. coupes h.-t., Strasbourg.
- GAGNY Cl. (1964) — Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 6, n° 1, p. 43-54.
- GAGNY Cl. (1968) — Pétrogenèse du Granite des Crêtes. Vosges méridionales. Thèse Sciences, Univ. Nantes, 546 p.
- GEHIN L. (1893-1894) — Gérardmer à travers les âges. *Bull. Soc. philomat. Vosges*, p. 115-116 (mines).
- GERHARDT (1875-1877) — Geologische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. 1e theil, 13 p. (écrit. goth.) ; 12e theil : (Die Felseln : ein Felsit), 18 p. ; 3e Abd., 16 p. Colmar.
- 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.
- GRENVILLE A., COLE J. (1887) — The rhyolites of Wuenheim, Vosges. *Geol. Magazine*, p. 299-303.
- GUEBOURG J.L. (1973) — Étude géomorphologique de la vallée du Chajoux. Mémoire de maîtrise, Lettres, Univ. Nancy, 119 p., 1 carte h.-t.
- HAMEURT J. (1967a) — Carte géologique et pétrographique des terrains cristallins et cristallophylliens des Vosges moyennes lorraines, 1/100 000. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 20, fasc. 2, p. 117-128, 1 fig., 1 carte h.-t., Strasbourg.

- HAMEURT J. (1967b) — 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. Les granites des Vosges moyennes (4 fig., 4 tabl.). *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 Nord-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 4, p. 1-79, Strasbourg.
- HIRLEMANN G. (1972) — Les champs de fractures du département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, Bull. 25, fasc. 2-3, p. 51-67, Strasbourg.
- HOGARD H. (1840) — Observations sur les traces des glaciers qui à une époque reculée paraissent avoir recouvert la chaîne des Vosges et sur les phénomènes géologiques qu'ils ont pu produire. *Ann. Soc. d'émulat. Vosges*, IV, p. 91-112, Épinal.
- HOHNECK Le (1963) — Aspects physiques, biologiques et humains. *Ass. philomat. Als. Lorr.*, 8, p. 35-41, Strasbourg.
- HUU-NGIEP H. (1962) — Contribution à l'étude des roches filoniennes affiliées aux granites de l'association des Crêtes ; région de la Bresse-Gérardmer (Vosges). Thèse 3e cycle (pétrographie), Univ. Paris, 102 p., 15 pl., 6 tabl., index d'anal.
- ISSLER E. (1924-1936) — Associations végétales des Vosges méridionales et de la plaine rhénane avoisinante. *Bull. Soc. Hist. nat. Colmar*, t. 18 (1924), p. 206-228 (les Forêts) ; t. 20 (1926), p. 3-62 (les garides et les Landes) ; t. 21 (1927-1928), p. 49-156.
- JANSSEN C.R., KALIS A.W., TAMBOER van den HEUVEL G. and VALK E.J. de (1974) — Palynological and paleoecological investigations in the Vosges (France) : a research project. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 6, p. 406-414, Leyden.
- 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.
- JUNG J. (1934) — Description géologique du versant sud de la vallée de la Fecht avec remarque sur l'origine des eaux minérales de Sultzbach-les-Bains. *Bull. Ass. philomat. Als. Lorr.*, 8 p. 35-41, Strasbourg.
- KOECHLIN-SCHLUMBERGER J. et SCHIMPER W. Ph. (1862) — Mémoire sur le terrain de transition des Vosges. 348 p., XXX pl. (végétaux fossiles). Strasbourg.
- KRITTLE C. (1956) — Étude cartographique des phénomènes glaciaires et alluviaux de la vallée de la Fecht jusqu'à Turckheim. D.E.S. Univ. Strasbourg.
- KRITTLE C. (1958) — Morphologie et dépôts quaternaires, antérieurs au Würm, dans la vallée de la Fecht, Haut-Rhin. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 11, fasc. 2, p. 15-19, Strasbourg.

- KRITTLE C. (1959) — Problème des cirques glaciaires dans la vallée de Munster. *Soc. d'Hist. du Val et de la vallée de Munster*.
- LA ROCHE H. de (1962-63) — 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 de massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre*, t. IX, n° 3, p. 293-337, Nancy.
- 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.
- LINCK G. (1892) — Geognostische Beschreibung des Thalhorns im oberen Amarinertal. *Geol. Mitt. des Geol. Land. Els. Loth.*, Band IV, 1898, p. 1-72, pl. I-III, h.-t. ; 1 carte *in t.*, Strasbourg.
- LILLIÉ F. (1972) — Documents inédits sur la tectonique des Vosges méridionales.
- MAIRE M.A. (1973) — Étude géomorphologique de la vallée de la haute Moselotte en amont de la Bresse. Mémoire de maîtrise (géographie), Lettres, Univ. Nancy, 190 p., bibl., ph., fig., 3 cartes h.-t.
- MATHEVON G., ROTHÉ J.P. (1968) — Teneur en éléments radioactifs de quelques roches des Vosges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, p. 2276-2279.
- MATHIEU G. (1949) — Observations paléontologiques et hydrogéologiques à Bussang (Vosges). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 14, p. 324-326.
- MATTAUER M. (1959) — Découverte d'une faune viséenne près de Rimbach (Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 248, n° 3, p. 433.
- MATTAUER M. et THÉOBALD N. (1957) — Présence de *Lepidostrobus browni* (Unger) Schimper, dans le Dinantien de la Haute-Vallée de la Thur. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 10, fasc. 2, p. 133-142.
- MEYER L. (1913) — Les Vosges méridionales à l'époque glaciaire. *Bull. Soc. Hist. nat. Colmar*, N.S., 11-12, p. 72-113.
- MICHEL-LÉVY A. (1910) — Analogie des terrains primaires des Vosges et de ceux du Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 10, p. 816-828.
- MICHEL-LÉVY A. (1935) — Quelques observations pétrographiques et tectoniques dans la Haute vallée de la Thur. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (5), t. V, p. 232-233.
- MULLER J. (1951) — Étude géologique de la bordure vosgienne au Sud de Guebwiller. D.E.S. Univ. Strasbourg, 1 carte, 1 notice explicative, 19 p., 1 légende h.-t.
- NORDON A. (1931) — Étude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du Bassin de la Haute Moselle. *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. V, p. 245-288.

- NORDON A. (1928) — Sur les caractères des moraines frontales de branches diffluentes. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 203-205.
- OBERDORFER E. (1937) — Zur Spät- und nacheiszeitlichen vegetations-geschichte des Oberelsasses und der Vogesen. *Zeit. Für Botanik*, Bd. 30, p. 519, fig. 3-8, ; p. 558, fig. 11 (tourbières de Rothried et d'Urbès).
- PETITHOMME M.J. (1958) — Contribution à l'étude de la radioactivité des Vosges hercyniennes : région de Gérardmer — La Bresse. Dipl. Ing. Geophys. Strasbourg, 51 p.
- POINT R. (1973) — Étude pétrographique et essai de définition génétique de deux épisodes pyroclastiques du Viséen inférieur des Vosges méridionales. 1ère réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 347.
- POIROT M. (1961) — Documents inédits, registres d'impôts. (Gîtes de Lispach).
- QUINTANA J. (1974) — Étude par modèle mathématique des possibilités d'exploitation de la nappe alluviale de la Petite Fecht de Stosswhir-Ampfersbach. D.E.S. (hydrogéologie), Univ. Strasbourg, 50 p. env., 25 fig., 8 tabl.
- 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. 215-255, pl. XVIII et XIX, Strasbourg.
- RIVALENTI G. et SIGHINOLFI G.P. (1969) — Geochemical study of grauwackes as a possible material of para-amphibolites (tableaux d'analyses sur les grauwackes des Vosges). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, p. 173-188, Heidelberg (R.F.A.).
- ROESCH A. (1957) — Étude sur la structure et la pétrologie du Dinantien aux environs de Rimbach. D.E.S., Univ. Strasbourg, 43 + 2 p., bibl., 2 pl. stéréog., 1 carte h.-t., description de 16 éch. avec ph. et dess.
- ROTHÉ J.P. (1960) — Carte radiogéologique des Vosges hercyniennes (feuille Munster à 1/50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 13, fasc. 2, p. 75-94, 1 carte, Strasbourg.
- RUHLAND M. (1958) — Allure des plis à axes verticaux dans les terrains primaires des Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 11, fasc. 2, p. 45-50, 2 cartes *in t.*, Strasbourg.
- RUHLAND M. (1961) — Quelques observations sur les ovoïdes des grauwackes des Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 14, fasc. 2, p. 65-68, Strasbourg.
- RUHLAND M. (1961-1962) — Itinéraire d'excursion géologique dans le primaire des Vosges méridionales entre les vallées de la Lauch et de la Thur. *Bull. Soc. Hist. nat. Colmar*, 50e vol., p. 7-20.
- RUHLAND M. (1963) — Quelques particularités de la géologie de la vallée de la Thur. Les Vosges. *Club vosgien*, Strasbourg, 42e ann., n° 2, p. 12-13, 1 fig.

- RUHLAND M. (1972) — Aperçu sur la géologie des Vosges. Les Vosges et le Club vosgien, Strasbourg, p. 17-31, 1 carte *in t.*
- RUHLAND M. (1972) — « Lac de Murbach » (Haut-Rhin). Rapport géologique. *Serv. Carte géol. Als. Lorr.* 229-68-7-62, 15 p., 14 coupes sond avec ph., 1 carte et 3 coupes h.-t.
- RUHLAND M. (1974) — Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et en bordure du fossé rhénan. Approach to taphrogenesis. Inter-Union commission on Geodynamics, Scientific Report n° 8. E. Schweitzerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart.
- SALOME A.I. (1968) — A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges. Rijksuniversiteit, Utrecht, 84 p., 3 cartes h.-t., 2 tabl. h.-t.
- SCHMAL R. (1952) — Étude géologique de la région du Sud de la vallée de Munster. D.E.S. Univ. Strasbourg, 15 p., 1 carte.
- SERET G. (1966) — Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de Géogr.*, 90e ann., fasc. 2-3, 577 p., Bruxelles.
- Service du Génie rural et des Eaux et Forêts (1967) — Étude par prospection électrique et sismique dans la vallée de la Fecht. Zone de Metzeral—Mittlach. Rapport C.G.G., archives S.G.A.L. 68-38, 7 p., 1 fig., 3 pl. h.-t.
- 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.
- SITTIG C. (1933) — Topographie préglaciaire et topographie glaciaire dans les Vosges alsaciennes du Sud. *Ann. de Géogr.*, t. 42, p. 248-265, Paris.
- STUSSI J.M. (1967) — Éléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 2978-2981.
- STUSSI J.M. (1970) — Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. Thèse sci. nat. Nancy, t. I, p. 1-160, 2 cartes h.-t. ; t. II, p. 161-383, 17 tabl. anal. chim., 9 pl. h.-t.
- 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. Études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 31, p. 64-65, 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.

- TEUNISSEN D., SCHOONEN J.M.C.P. (1973) — Vegetations und sedimentations geschichtliche Untersuchungen am Grand Etang bei Gerardmer (Vogesen). *Eiszeitalter und Gevenwart*, Band 23-24, p. 63-75.
- THÉOBALD N. (1951) — Observations nouvelles sur l'âge relatif et la nature des accidents tectoniques du champ de fractures de Guebwiller. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 232, p. 1766-1768.
- THÉOBALD N. (1952) — Structure du champ de fractures de Guebwiller. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 237, p. 23-53.
- TRICART J. (1963) — Aspects et problèmes géomorphologiques du massif du Hohneck. Le Hohneck, livre centenaire de l'Ass. philomat. Als. Lorr., p. 43-62.
- VÉLAIN Ch. et MICHEL-LÉVY A. (1911) — Feuille Lure (à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXI, n° 128, p. 50-58 (albitophyes-analogie Morvan).
- VOGT H. et SITTLER J. (1972) — Le Quaternaire du département du Haut-Rhin. *Sci. géol.*, Bull. 25, 2-3, p. 127-135.
- WALTER D. (1958) — Étude des phénomènes glaciaires et fluviatiles de la vallée de la Lauch jusqu'à Guebwiller. Vol. 1, texte, 66 p., vol. 2, 3 cartes, D.E.S., Univ. Strasbourg.
- WEIL R. (1940) — Sur un nouveau gisement de basalte dans les Vosges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 211, p. 795-796.
- WEIL R. et STUTZMAN V. (1952) — Minéraux de la vallée de Munster. *Bull. Ass. philomat. Als. Lorr.*, 9-10, p. 96, Strasbourg.
- WEIL R. et STUTZMAN V. (1955) — La vallée de la Fecht. Mines anciennement exploitées et principaux gisements minéraux. *Bull. Soc. Hist. Colmar*, 46, 3, p. 24-29.
- WEIL R., STUTZMAN A., SIAT A. (1963) — Minéralogie de la région du Hohneck. Le Hohneck, livre centenaire de l'Ass. philomat. Als. Lorr., p. 15-42, Strasbourg.
- WOLFARTH K. (1916) — Die unterKarbonischen Contactgesteine bei Sulzbach im Oberelsass. *Mit. Geol. Landes. Els. Loth.*, band. IX, p. 343-381, Strasbourg.
- ZINGLE J.B. (1967) — Les granites du flanc nord de la vallée de Munster. D.E.S. Univ. Strasbourg, 30 p., 1 carte in t.

#### Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Épinal* :

1ère éd. (1892), par Ch. Vélain

2ème éd. (1939), coordination par P. Fallot

3ème éd. (1969), par G. Minoux, N. Desprez et J. Perriaux.

Feuille *Colmar* :

1ère éd. (1893), par Ch. Vélain et A. Michel-Lévy

2ème éd. (1962), par G. Dubois, N. Théobald, M. Ruhland et J.P. von Eller.

Feuille *Mulhouse* :

1ère éd. (1911), par Ch. Vélain et A. Michel-Lévy

2ème éd. (1961), par G. Dubois, C. Dubois et N. Théobald.

Feuille *Lure* :

1ère éd. (1911), par Ch. Vélain et A. Michel-Lévy

2ème éd. (1940), par Cousin et A. Michel-Lévy

3ème éd. (1965), par N. Théobald.

**Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000**

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

*DOCUMENTS CONSULTABLES*

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département des Vosges : au S.G.R. Lorraine, 77, avenue du Général Leclerc, 54000 Nancy ;
- pour le département du Haut-Rhin : au S.G.R. Alsace, 204, route de Schirmeck, 67200 Strasbourg ;
- au B.R.G.M., 17-19 rue de la Croix-Nivert, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Notice rédigée par F. MÉNILLET, docteur de spécialité en géologie, ingénieur-géologue au B.R.G.M. avec la collaboration de :

P. FLUCK, docteur de spécialité en géologie, attaché de recherche au C.N.R.S. (terrains cristallins, minerais métalliques).

Cl. GAGNY, docteur ès sciences, maître de conférence à l'université de Nancy 1 (terrains cristallins, formations primaires).

Cl. FOURQUIN, docteur de spécialité en géologie, maître-assistant à la faculté des sciences de Reims (formations primaires).

J.M. STUSSI, docteur ès sciences. École de géologie, Nancy.

F. SCHUMACHER, docteur de spécialité en géologie (formations primaires).

M. RUHLAND, maître-assistant à l'université Louis Pasteur, Strasbourg (tectonique).

F. LILLIÉ, docteur de spécialité en géologie (tectonique).

J. HOLLINGER, doktor, assistant à l'université de Mayence (R.F.A.) (problème du Permien).

G. HIRLEMANN, docteur de spécialité en géologie, assistant de recherche à l'université Louis Pasteur, Strasbourg (formations triasiques).

J.L. FLAGEOLLET, maître-assistant à l'université de Nancy II (Quaternaire *p.p.*).

H. VOGT, docteur de spécialité en géographie, chargé d'enseignement à l'université Louis Pasteur (Quaternaire *p.p.*).

J.P. BOUDOT, chercheur au laboratoire d'écologie végétale de l'université Louis Pasteur.

Y. BABOT, docteur de spécialité en hydrogéologie, ingénieur géologue au B.R.G.M. (hydrogéologie).

## ÉTUDES SPÉCIALISÉES

### **Pétrologie**

— thèses sciences de Cl. GAGNY, J. HAMEURT, J.M. STUSSI (voir bibliographie).

— travaux inédits de P. FLUCK, Cl. FOURQUIN, M. COULON, Cl. PAICHELER, R. POINT.

### **Tectonique**

Travaux inédits de M. RUHLAND et F. LILLIÉ.

**Palynologie** (primaire) : J. DOUBINGER.

### **Sédimentologie**

• granulométrie : laboratoire de sédimentologie, B.R.G.M. Orléans. Interprétation F. MÉNILLET.

• diffractométrie : laboratoire du B.R.G.M. Interprétation C. JACOB.

### **Autres documents utilisés**

Documents d'archivage national. Service géologique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg.

Tableau 1

## ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES GRANITIQUES DES HAUTES VOSGES

d'après Ph. GRANDCLAUDE (1971) et les auteurs cités ci-dessous

Notation Désignation	§ gneiss « perlés »		$\gamma^{1-2}$ granites porphyroïdes à biotite				$\gamma^{1a}$ Granite de Gérardmer			
	Gneiss à biotite et cordiérite		Granite du Bramont	Granite de la Schlucht						Granite de Thiefosse**
Références	57-81*	51/759**	Min 26*	39***	***	M 2	Min 17*	Friedl. et .Niggli 56*	Jérémie 63*	224**
Coordonnées Lambert, situation	x = 943,20 y = 349,80 Lispach	Gérardmer Col des Plombes	x = 944,30 y = 343,26 Wildenstein	Col de la Schlucht (versant E)	Col de la Schlucht (versant E)	x = 953,66 y = 345,95 (Metzeral)	x = 937,2 y = 346,7 Forêt de Gérardmer	Col de Grosse Pierre 2 km W	Colline de Vologne	Gérardmer Bas-Rupts
SiO <sub>2</sub>	69,20	66,40	70,10	68,55	70,90	68,60	69,40	71,10	75,80	71,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	15,55	14,60	15,69	14,59	13,10	14,60	13,95	12,75	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 5,36	4,32	} 2,42	0,26	0,53	} 2,81	} 1,93	0,74	0,84	} 1,58
FeO				1,88	1,84			1,08	0,38	
MnO	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,02	traces	traces	0,03
MgO	1,41	1,86	0,99	1,63	1,63	2,32	0,99	1,12	0,10	0,69
CaO	0,73	2,01	1,23	1,31	1,20	1,73	1,88	1,18	0,50	0,49
Na <sub>2</sub> O	2,14	3,39	3,61	3,48	3,24	2,86	3,42	2,98	3,54	3,46
K <sub>2</sub> O	2,97	3,19	4,95	5,52	4,68	5,77	5,30	6,25	4,60	5,54
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,47	0,42	0,18	0,18	0,69	0,38	0,40	0,07	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								0,30	0,21	
P.F.	2,51	1,60	0,97	1,00	0,90	1,24	0,80			1,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>								0,62	0,19	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>								0,08	0,17	

\* Cl. GAGNY (1968)

\*\* J. HAMEURT (1967)

\*\*\* H. DE LA ROCHE (1962-1963)

Tableau 1 (suite)

## ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES GRANITIKUES DES HAUTES VOSGES

d'après Ph. GRANDCLAUDE (1971) et les auteurs cités ci-dessous

Notation Désignation	$a\gamma^3$ granites porphyroïdes à amphibole							$\mu\gamma^3$ microgranites à pyroxène et amphibole			
Précisions terminologiques	Granite des Crêtes*				« Granite fondamental » à amphibole**			$\mu\gamma^3$ à pyroxène	$\mu\gamma^3$ à amphibole	faciès lemprophyrique	
	Variété bleue	Granites intermédiaires		Variété noire	Granite de Metzeral					bord du filon	centre du filon
Références	Min 18*	Min 14*	Min 9*	GP noir*	181**	177**	179**	Min 16*	Min 110*	Min 10*	n° 21*
Coordonnées Lambert, situation	x = 939,30 y = 346,04 Col de Grosse Pierre	x = 938,48 y = 345,54 Col de Grosse Pierre	x = 940,24 y = 347,24 Col de Grosse Pierre	x = 939,20 y = 346,08 Col de Grosse Pierre	x = 953,60 y = 346,00 Gde Carrière de Metzeral	x = 940,20 y = 335,30 Ouest du col d'Oderen	x = 945,10 y = 334,70 Est du col d'Oderen	x = 939,10 y = 345,65 Col de Grosse Pierre	x = 950,60 y = 344,10 Mittlach	x = 940,24 y = 347,24 Gérardmer Bois des Bioquets	
SiO <sub>2</sub>	64,90	63,70	61,50	60,50	68,40	67,40	66,40	61,80	66,30	64,10	62,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	14,25	14,05	13,80	13,70	14,30	14,10	13,80	13,80	13,10	12,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 5,35	} 4,11	} 5,25	} 5,48	} 3,07	} 3,17	} 3,60	} 4,80	} 4,20	} 4,91	1,03
FeO											3,13
MnO	0,09	0,08	0,09	0,09	0,06	0,07	0,07	0,09	0,07	0,08	0,04
MgO	4,56	4,21	4,66	5,63	2,23	2,23	2,61	4,60	3,11	4,96	5,70
CaO	3,17	2,67	3,12	3,31	1,93	2,06	1,93	3,02	2,47	2,87	3,33
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,28	2,33	2,27	3,02	3,17	3,01	2,57	3,06	2,72	2,65
K <sub>2</sub> O	4,71	6,34	6,39	6,67	6,14	5,65	6,17	6,28	5,54	6,44	7,05
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,70	0,89	0,92	0,55	0,61	0,69	0,79	0,61	0,91	1,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>											0,75
P.F.	0,80	0,80	0,78	1,16	0,82	0,86	1,18	0,98	1,02	1,77	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>											1,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>											0,20

\* Cl. GAGNY (1968)

\*\* J. HAMEURT (1967)

Tableau 1 (suite)

## ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES GRANITIKUES DES HAUTES VOSGES

d'après Ph. GRANDCLAUDE (1971) et les auteurs cités ci-dessous

Notation Désignation	Lamprophyre variolaire en filon	$\gamma^1$ Granites à grain moyen à biotite et muscovite			$\gamma^{1h}$ Granite de l'Altenberg		$\gamma^{1c}$ Granite du Valtin			$\mu\gamma$ Microgranites à biotite et muscovite	
		Granite de la Furch	Granite de Ventron		Granite à grain fin					Cortège filonien du granite du Valtin	
Précisions terminologiques	Minette variolaire à phlogopite										
Références	Min 4*	J. JUNG 1956 p. 83, E	248**	249**	41***	42***	Min 25*	Jeremine (1940)	259**	n° 69*	261**
Coordonnées Lambert situation	x = 942,68 y = 330,14 Col de Bussang	x = 958,00 y = 348,00 Eschbach- au-Vai		x = 937,90 y = 338,40 Ventron	x = 950 y = 350 Soutzaren	x = 950 y = 350	x = 944,30 y = 348,70 La Bresse Grande Basse	x = 940 y = 340 Colline de Vologne	x = 943,60 y = 346,00 Colline de Vologne	x = 942,02 y = 343,76 La Bresse	x = 940 y = 346 Col de Grosse Pierre
SiO <sub>2</sub>	57,60	73,00	72,40	71,50	69,10	70,60	72,60	75,80	74,30	73,70	71,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,90	16,70	14,70	15,00	16,25	16,25	14,50	12,75	13,10	14,20	14,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 4,98	0,65	1,87	2,27	} 2,03	} 2,13	} 1,63	0,84	1,28	0,50	2,09
FeO		0,42									0,38
MnO	0,14		0,06	0,05	0,02	0,03	0,04	tr.	0,04		0,05
MgO	4,65	0,25	0,64	1,13	0,74	0,79	0,29	0,10	0,10	0,50	0,58
CaO	5,55	0,45	1,18	1,48	1,73	1,29	0,49	0,50	0,89	0,55	0,82
Na <sub>2</sub> O	1,14	3,65	3,90	3,65	3,52	3,42	3,17	3,54	3,46	3,45	3,22
K <sub>2</sub> O	7,03	4,90	4,55	4,30	4,01	3,96	5,40	4,60	4,80	5,65	5,07
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,13	0,32	0,35	0,32	0,35	0,11	0,07	0,17	tr.	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,34						0,21		0,25	
P.F.	4,98		1,08	1,18	0,87	0,93	0,82				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		0,19						0,09		1,00	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,17						1,06	} 0,92	0,15	} 2,38

\* Cl. GAGNY (1968)

\*\* J. HAMEURT (1967)

\*\*\* H. DE LA ROCHE (1962-1963)

Tableau 2

## ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES DU CULM DES HAUTES VOSGES

d'après Ph. GRANDCLAUDE (1971) et les auteurs cités ci-dessous

Notation Désignation	Viséen indifférencié : Lambeau du Collet			h2 Viséen indifférencié : Série du Markstein				h2a Viséen inférieur : Série d'Oderen	
	grauwackes-arénites		schiste	grauwackes-arénites		brèche	schiste	microbréchique	creux
Références	V4**	V5**	V9**	V19**	V21**	V22**	V18**	A****	B****
Coordonnées Lambert, Situation	Longemer Le Collet versant ouest			Environs du Markstein				x = 947 y = 335 Oderen Tchar	x = 947,2 y = 335,6 Oderen Gommkopf
SiO <sub>2</sub>	59,87	64,97	56,62	68,44	66,34	67,24	58,01	69,90	76,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,01	13,88	18,66	13,95	14,14	13,13	18,72	15,46	10,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 7,62	} 5,53	} 8,13	} 4,90	} 4,49	} 3,26	} 8,13	0,95	0,37
FeO								2,83	2,44
MnO	0,25	0,10	0,08	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09	0,10
MgO	4,69	3,15	4,38	3,57	4,33	4,18	3,32	1,20	1,32
CaO	3,99	3,20	3,29	2,10	1,68	2,20	0,70	0,49	1,38
Na <sub>2</sub> O	2,75	3,36	2,50	3,04	3,51	2,59	3,43	5,60	4,52
K <sub>2</sub> O	2,20	1,51	3,00	0,42	1,35	1,22	2,16	1,14	0,63
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,95	0,85	0,52	0,30	0,50	1,17	0,73	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,04	0,11	0,08	0,08	0,07	0,02	0,02
P.F.								2,39	1,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,89	1,01	2,37	2,67	4,00	3,40	4,89		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,12	0,18	0,11	0,17	0,19	0,34		

\*\* G. RIVALENTI et G.P. SIGHINOLFI (1969)

\*\*\*\* Cl. GAGNY (1957)

Tableau 2 (suite)

## ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES DU CULM DES HAUTES VOSGES

d'après Ph. GRANDCLAUDE (1971) et les auteurs cités ci-dessous

Notation Désignation	h2b Série de Thann						
	complexe volcanique inférieur					comp. volc. sup.	
Précisions terminologiques	andésite du Schlüsselkopf	faciès hypo-volcaniques latitiques du Demberg		latites effuses		rhyolites type Molkenrain	
Références	V680***	V629***	Min 20*	V687***	Min 2B*	V712***	R19*
Coordonnées Lambert, Situation	x = 960,90 y = 334,125 Rimbach	x = 958,70 y = 330,95 Sud du Sudelkopf	x = 960,95 y = 335,75 Pont Barnabé	x = 962,025 y = 334,475 Lindloch	x = 962,10 y = 333,40 Rimbachzell	x = 961,350 y = 329,275 1/50 000	x = 960,78 y = 329,00 Thann
SiO <sub>2</sub>	49,60	55,70	52,30	51,80	56,50	60,90	65,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,10	17,10	20,47	17,20	19,20	16,20	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 9,05	} 6,76	2,13	} 7,64	4,38	} 4,40	} 4,00
FeO			4,85		1,99		
MnO	0,16	0,13	0,13	0,12	0,08	0,09	0,08
MgO	5,30	4,57	2,22	4,62	2,70	3,13	2,15
CaO	9,15	4,37	5,03	6,91	5,76	2,74	2,44
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,40	4,56	2,97	3,49	3,76	3,62
K <sub>2</sub> O	1,95	4,33	4,15	3,80	4,03	4,74	4,78
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,92	1,17	1,12	0,73	0,58	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,57				
P.F.	2,68	2,77	1,83	2,64	1,50	2,21	2,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>							
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>			0,28				

\* Cl. GAGNY (1968)

\*\*\* J.M. STUSSI (1970)