

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BRUYÈRES A 1/50 000

par

P.L. VINCENT

avec la collaboration de :
M. ALLEMMOZ, J. DELAUNAY, M. DURAND,
J.-C. FLAGEOLLET, Ch. GUILLAUME,
J. TIMBAL, J. VOGT

1985

Éditions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX - FRANCE

SOMMAIRE

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>CONDITIONS DE RÉALISATION</i> | 5 |
| <i>PRÉSENTATION</i> | 5 |
| <i>CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE</i> | 5 |
| <i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE</i> | 7 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 9 |
| <i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES</i> | 9 |
| <i>FORMATIONS PRIMAIRES</i> | 16 |
| <i>FORMATIONS SECONDAIRES</i> | 18 |
| <i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> | 25 |
| OCCUPATION DU SOL | 38 |
| <i>SOLS ET VÉGÉTATION</i> | 38 |
| <i>ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE</i> | 42 |
| RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL | 42 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS | 44 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 44 |
| <i>RESSOURCES MINÉRALES</i> | 47 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 48 |
| <i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> | 48 |
| <i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i> | 48 |
| <i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i> | 51 |
| AUTEURS DE LA NOTICE | 51 |

INTRODUCTION

CONDITIONS DE RÉALISATION

La représentation du socle a été tirée des minutes de terrain de J. Hameurt, levés réalisés avant 1967 dans le cadre de ses travaux sur « les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes ». Ses observations ont été complétées lors des levés des formations de couverture. Cependant, les mauvaises conditions d'affleurement dues au développement des formations superficielles n'ont pas permis de préciser les grandes lignes structurales mises en évidence par J. Hameurt sur sa carte à 1/100 000 (1967).

Pour le Trias, il a fallu reprendre complètement les données anciennes en fonction des connaissances actuelles sur les limites des formations, en particulier dans les grès, de telle sorte que la représentation du Trias est très différente de celle admise jusqu'alors et figurée sur la feuille à 1/80 000 d'Épinal.

Enfin, pour les formations superficielles glaciaires et fluviales, il a été possible de présenter un schéma chronologique.

PRÉSENTATION

Le secteur couvert par la feuille Bruyères se trouve sur la partie occidentale des Vosges moyennes, entièrement dans le département des Vosges. L'ensemble est drainé par le bassin de la Moselle.

Le socle cristallin et cristallophyllien des Vosges centrales occupe la moitié sud-ouest de la feuille. Tout le Trias gréseux est présent ainsi que le Muschelkalk et même dans le coin nord-est la Lettenkohle, formation intermédiaire entre le Muschelkalk et le Keuper.

Au Quaternaire, ce secteur a été profondément marqué par le développement de glaciers.

CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

La feuille Bruyères est aux confins de ce qu'il est convenu d'appeler le *Plateau lorrain* et de la *Montagne vosgienne*. Le Plateau lorrain apparaît dans le coin nord-ouest de cette feuille comme une région agricole à habitat rural aggloméré en gros villages. La Montagne vosgienne qui occupe presque tout le quart sud-est se signale, outre des altitudes supérieures à 700 m, par un habitat rural mixte de villages et de fermes dispersées dans des clairières de défrichage plus ou moins vastes et dans des vallées relativement larges et profondes.

C'est un des secteurs où *plateau* et *montagne* sont les plus rapprochés l'un de l'autre et les plus imbriqués. Cela provient du fait que la *couverture de grès triasique* qui ceinture le socle a été tout à fait réduite en largeur par un relèvement accentué et découpée en *marches d'escaliers* disjointes sous l'effet d'une fracturation tectonique selon deux directions principales sensiblement orthogonales : NW-SE et NE-SW.

• **Les gradins inférieurs** sont les mieux conservés et constituent une ceinture de plateaux à forte pente nord-ouest, allongés du Sud-Ouest (bois d'Arches) vers le Nord-Est (bois de Fouchon), entièrement gréseux et forestiers, interrompue seulement par la vallée de la Moselle, au demeurant très étroite. L'allure tabulaire et inclinée de ces plateaux traduit la présence de surfaces structura-

les : des Couches intermédiaires (forêt d'Épinal) ou des grès conglomératiques résistants (forêt de Faîte). A l'opposé, **les gradins supérieurs** ont presque perdu leur couverture de grès, réduite à l'état de buttes dont le sommet est couronné de conglomérat résistant et dont les versants raides sont taillés dans le Grès vosgien. Il arrive que la surface du plateau sur laquelle elles semblent « posées » corresponde à peu près à la surface prétriasique exhumée (région de Champdray), mais c'est assez rare et presque partout cette dernière a été fortement dégradée ou défoncée.

• **Dans le quadrilatère Laménil—Brouvelieures—Biffontaine—Éloyes**, le relief et la structure atteignent leur maximum de complexité.

Deux alignements remarquables de *talus* raides, rebords sud-est des plateaux de grès, font face à la montagne et jouent pour elle le rôle d'un double rempart : le premier, externe, assimilable à une cuesta entre Charmois-devant-Bruyères et Brouvelieures, est presque continu de Laménil à Brouvelieures, le second, escarpement de ligne de faille inverse entre Éloyes et Herpelmont, plus élevé, est aussi plus discontinu et de hauteur relative très changeante ; il s'allonge du Sud d'Éloyes à Biffontaine. Entre ces deux talus se retrouve tantôt le paysage de plateaux tabulaires inclinés forestiers (bois des Grandes Haies, forêt de Champ, etc.), tantôt le paysage de buttes gréseuses boisées au-dessus du socle cristallin défriché et cultivé comme dans la montagne (entre Bruyères et Docelles). Au Sud-Ouest, les gradins intermédiaires font place à un graben (*) qui se termine en coin à Charmois-devant-Bruyères et qui se traduit dans le relief par la présence d'un compartiment de bas plateaux encadrés par des talus bien apparents, surtout en bordure nord, au contact avec le horst dit d'Épinal.

A cette complexité d'origine structurale, s'ajoute l'influence de l'inégale extension glaciaire. Ces secteurs soumis aux actions périglaciaires quaternaires ont des pentes restées en général assez raides ; au contraire, dans les secteurs où les glaciers se sont avancés, les pentes ont un profil plus adouci en raison de l'usure du socle ou par suite des colmatages d'accumulations glaciaires et fluvioglaciales.

L'inégale résistance des roches sous la couverture de grès est également un important facteur de diversité du relief : au Nord-Est, le relief est aéré, les plateaux gréseux sont réduits à des buttes ou des cloisons, entre le bassin de Brouvelieures et la vallée du Neuné, élargis dans les grès argileux tendres du Permien, incapables de conserver la surface prétriasique. Au centre, entre Bruyères et Docelles, les buttes et les talus ont un peu moins de vigueur, dans la mesure où les grès reposent ici sur les granites ; ceux-ci ont eu un comportement nuancé : assez résistants pour former un replat autour des buttes de grès et pour que la Vologne s'y encaisse dans une vallée étroite, assez altérés pour que la surface prétriasique n'y soit pas conservée.

Le tracé du Neuné est guidé par l'auréole de grès argileux tendres permien qui ceinturent le massif cristallin, au pied de la cuesta des grès triasiques. Il n'y a aucun tracé ni aucun dépôt en prolongement du cours de la Vologne vers le Nord-Ouest et le coude de Laval n'est donc pas la conséquence d'une capture ; il est en relation avec les affaissements tectoniques successifs qui conduisent vers l'Ouest au graben d'Archettes, le tracé rectiligne de la vallée s'étant vraisemblablement fixé sur des failles en limites de blocs.

(*) Graben : structure faillée déterminant des compartiments progressivement effondrés dans l'axe de la structure (fossé) tandis que le horst est au contraire effondré sur ses bordures.

• **Quelques jalons** peuvent être posés en ce qui concerne le franchissement du horst d'Épinal par la Moselle. Le passage était déjà emprunté au cours des premières glaciations puisque les terrasses les plus anciennes de la Moselle à Épinal apparaissent juste au débouché de la vallée au-delà du horst. La terrasse Fx, largement étalée dans le bassin d'Arches, s'insinue dans le défilé qui troue le horst, en continuité altimétrique ; il n'y a donc pas eu de mouvement tectonique relatif du horst et du graben à cet endroit après le dépôt de cette nappe. Les témoins des glaciations antérieures à la glaciation de Noiregues sont enfermés à l'intérieur du bassin d'Arches ; ils ne débordent pas sur le horst ; il est donc possible d'en déduire que ce bassin existait déjà à cette période et qu'il a été occupé par un lobe glaciaire de piémont. Dans l'hypothèse d'une antécédence de la Moselle, celle-ci se place pendant ou avant les premières glaciations perceptibles. L'autre solution est celle d'une surimposition de la Moselle à partir d'un aplanissement continu tronquant des couches d'inégale résistance mises au même niveau après le jeu de horst et graben : grès relativement résistant des Couches intermédiaires à l'emplacement du horst, Grès à *Voltzia* et Muschelkalk marneux tendres à l'emplacement du graben ; le bassin d'Arches aurait été évidé par érosion différentielle, au moins partiellement avant les glaciations anciennes, avec exhumation des escarpements de ligne de faille le long des talus qui le bordent. Mais ces talus sont étroitement localisés sur les failles bordières, leur hauteur relative reste pratiquement partout équivalente au rejet tectonique, le regard de la faille et celui du talus sont de même sens ; de plus, aucun reste de Grès à *Voltzia* ou de Muschelkalk n'est présent dans le bassin pour autant que l'on puisse en juger compte tenu de l'extension et de l'épaisseur des formations glaciaires. L'hypothèse de l'antécédence de la Moselle avant les glaciations vosgiennes apparaît donc comme la plus vraisemblable.

• **Trois secteurs** apparaissent privilégiés en ce qui concerne la morphologie glaciaire :

— *le bassin d'Arches*, puissamment remblayé par les glaciations anciennes et où s'étale largement la nappe Fx issue de la Niche, de la Vologne et de la Moselle ;

— *la vallée de la Cleurie* où le profil en auge, les cols de diffluence, les demi-verrous, les barrages morainiques abondent ;

— *la vallée de la Moselle* avec la moraine terminale wurmienne de Noiregues et la nappe fluvio-glaciaire qui la prolonge.

Les autres secteurs de la carte conservent des formes et des accumulations périglaciaires de versant.

HISTOIRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE

Cet aperçu évoque essentiellement les grands traits de l'histoire du domaine des Vosges moyennes, en particulier dans le secteur de la feuille Bruyères.

L'orogénèse hercynienne dite aussi varisque et les effets de l'orogénèse alpine puis les phénomènes quaternaires ont donné aux Vosges l'essentiel de leur originalité actuelle.

Protérozoïque et Paléozoïque

Il est actuellement admis que les Vosges moyennes et méridionales se rattachent à la zone moldanubienne dont il ne reste, à l'heure actuelle, aucun sédiment.

Les formations les plus anciennes sont des roches cristallophylliennes hautement métamorphiques et des granites provenant d'une partie relativement profonde de la croûte terrestre. Les séries cristallophylliennes portent les marques d'au moins deux métamorphismes :

- un premier à haute température—haute pression : faciès granulitique à disthène et grenat ;
- un second métamorphisme à haute température et moyennes pressions, à cordiérite et sillimanite, qui entraîne une rétromorphose des roches issues du premier métamorphisme d'où les termes de granulite dégénérée et des phénomènes de migmatisation (migmatite de Gerbépal).

Ensuite, et déjà lors du deuxième métamorphisme, se produisent au cours de l'orogénèse hercynienne, et peut-être même avant, divers phénomènes d'anatexie et de migmatisation responsables de la mise en place des divers granites, en particulier lors de phases de distension.

Dans le domaine de la feuille, les granites proviendraient, pour l'essentiel, de la fusion anatectique du socle prévarisque, accompagnée d'éventuelles hybridations avec des magmas. Ainsi, le Granite fondamental résulterait de la fusion anatectique du socle hybride par le magma qui a donné le granite des Crêtes (feuilles Remiremont et Munster). Par contre, le granite de Remiremont placé dans un environnement de leptynites ou de migmatites acides (anciennes granulites) serait directement issu de l'anatexie de ces formations.

L'âge de ces différents phénomènes est encore loin d'être clairement établi et les datations sont discutées. Le premier métamorphisme, attribué au Précambrien supérieur (daté à — 509 M.A. par M. Bonhomme et P. Fluck, 1974), pourrait en réalité être plus récent car le métamorphisme granulitique est daté de 430 M.A. en Bohême (Arnold et Scharbert, 1973), soit silurien. Au second métamorphisme est rapportée la genèse des granito-gneiss (fin viséen, cf. P. Fluck, 1980), feuille Remiremont, dont « l'homogénéisation palingénétique donne le Granite fondamental » (J. Hameurt, 1967) daté à 395 ± 18 M.A. (J. Hameurt et Ph. Vidal, 1973). Il y a donc incertitude sur l'âge de ce granite qui pourrait être, d'un auteur à l'autre, dévonien ou viséen. C'est à cette époque qu'aurait eu lieu le chevauchement de la zone occidentale sur la zone axiale avec développement d'un granite syncinématique. ,

Ensuite, se mettent en place les divers granites intrusifs lors des phases de l'orogénèse varisque, en particulier vers la fin de la phase sudète (Namurien) :

- granite du Tholy par fusion de la croûte prévarisque par un magma basique (P. Fluck, 1980) ;
- granite de Remiremont, produit de fusion de la croûte granulitique à un niveau crustal élevé ;
- granite d'Épinal, résultant probablement de l'anatexie des gneiss leptynitiques.

Du point de vue structural, les directions les plus anciennes dans les formations cristallophylliennes de la zone occidentale seraient N 70° E à E—W, hachées de décrochements N 35° E résultant d'une compression sensiblement N-S.

La phase sudète I (fin Viséen moyen) est caractérisée par des mouvements verticaux de grande amplitude et la phase sudète II produit des plis et des chevauchements E—W (phase de serrage).

Au Viséen terminal (à la limite Viséen—Westphalien), se développe une tectonique cassante avec mouvements de blocs (intrusion du granite des Crêtes, feuilles Remiremont et Munster).

Les directions les plus anciennes ne sont guère visibles que d'une manière très floue dans les séries cristallophylliennes.

L'essentiel des manifestations tectoniques varisques est vraisemblablement dû aux diverses phases sudètes dont résulteraient de grands accidents cassants affectant le socle selon des couloirs souvent assez larges.

Le Permien est marqué par la formation d'altérites rouge violacé, caractéristiques d'un climat chaud semi-aride dont les produits de démantèlement se déposent dans le secteur du Bassin de Saint-Dié jusqu'aux alentours de Bruyères.

Secondaire

Au Trias inférieur, Buntsandstein, les Vosges sont progressivement recouvertes du Nord au Sud par des formations détritiques fluviales (sables et galets dont l'origine continentale lointaine doit être recherchée vers l'Ouest) et mises en place le long du Morvan par des courants NW—SE.

Ces dépôts envahissent progressivement le domaine de la feuille du Nord au Sud-Ouest d'abord, avec des sables (Grès vosgien) puis des galets (Conglomérat principal) et ensuite à nouveau des sables au Buntsandstein supérieur, au cours duquel tout le secteur est recouvert par les Couches intermédiaires. Sur le territoire de la feuille, ces dépôts se terminent par les Grès à *Voltzia* avec lesquels commence à se faire sentir une influence marine qui se développe ensuite au Muschelkalk.

Tertiaire

C'est essentiellement lors de l'orogénèse alpine que s'individualise le massif vosgien actuel avec la formation du fossé rhénan. La plupart des failles post-triasiques pourraient être liées à cette période orogénique. Commencée au début de l'Oligocène, la mise à nu du socle hercynien des Vosges, déjà très avancée à la fin de cette période, se poursuit durant le Néogène. Le socle subit une intense altération à laquelle s'ajoute, au Pliocène, une incision du massif en larges vallées.

Quaternaire

Au Quaternaire, le massif vosgien est particulièrement marqué par des phénomènes liés au froid : les glaciations et les processus péri-glaciaires. Les glaciers occupent des surfaces étendues dans la partie sud-ouest du massif depuis les hautes Vosges et couvrent en partie le coin sud-est de la feuille, au cours de périodes encore mal déterminées du Quaternaire. Ils modèlent les hautes vallées (cirques glaciaires, surcreusements et élargissements des vallées en auge). Des dépôts caractéristiques sont abandonnés à différentes reprises sur les sommets, les plateaux, les versants et dans les fonds de vallée. Les dépôts sont particulièrement importants dans les vallées de la Moselle et de la Vologne.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

Le territoire de la feuille est à cheval sur les formations occidentales acides des Vosges composées de :

- leptynites à faciès variés associées à des péridotites ;
- roches migmatitiques variées : migmatites granuleuses ou nébulites, migmatites porphyroblastiques à enclaves, gneiss granitiques ou migmatites de Gerbépal.

Les relations entre ces différentes formations sont difficiles à saisir sur le terrain en raison des mauvaises conditions d'affleurement dues au développement des formations superficielles. En outre, les passages d'une formation à l'autre sont souvent graduels et les imbrications complexes. Dans ces conditions, il n'est guère possible d'établir des contours précis et la cartographie est approchée et forcément quelque peu schématique. Les formations occidentales s'appuient sur l'unité de la zone axiale représentée dans le coin sud-est de la feuille par le Granite fondamental. Enfin, différents granites intrusifs : granites de Remiremont, du Tholy et d'Épinal pénètrent l'ensemble.

π g. **Péridotite serpentinisée à grenat.** L'existence de lentilles de péridotite serpentinisée est connue depuis longtemps dans les Vosges moyennes. De nombreux géologues régionaux se sont intéressés à ces roches remarquables : de Billy, H. Hogard, Puton, Rozet, A. Delesse, J. Jung, J. Hameurt.

Les affleurements de petites dimensions, généralement de l'ordre de la dizaine de mètres, rarement plus, sont dispersés à la périphérie du Fossard (massif compris entre la vallée de la Moselle et celles de ses affluents la Cleurie et le Barba) : à Flaconnières dans la vallée de la Cleurie, à Crébimont au Sud-Est d'Éloyes, au Nord-Est de la vallée du Barba à Houx, aux environs de Rehau-pal et de Liézey. Un affleurement isolé se trouve dans la vallée de la Vologne à proximité de la limite est de la feuille. Le plus bel affleurement est celui de Flaconnières.

Ces roches sont toujours associées aux formations leptynitiques. A l'affleurement, les grenats sont souvent en relief sur le fond sombre, brun à verdâtre, de la roche. La paragenèse originelle de ces péridotites est plus ou moins oblitérée par les phénomènes de kélyphitisation des grenats et la serpentinitisation. Elle comprend du grenat pyrope, de la forstérite, un pyroxène monoclinique et de la picotite. Kélyphitisation et serpentinitisation font apparaître des minéraux secondaires : amphibole brune, enstatite, diopside, spinelle et minéraux des serpentes.

Ces péridotites proviennent sans doute du manteau de l'écorce terrestre.

M². Leptynites granuleuses à grenat et biotite, granulites dégénérées. Les leptynites prédominent dans la partie centrale du bloc délimité par les vallées de la Moselle, de la Vologne et de la Cleurie.

Les leptynites granuleuses sont des roches massives très claires, blanches, beiges ou rose pâle, ponctuées de petites taches roses ou gris noirâtre et de paillettes de mica noir. Le grain, de 0,5 à 1 mm, est régulier. Les surfaces offertes aux intempéries sont granuleuses (comme un grès mal cimenté). Pour cette raison, ces leptynites sont qualifiées de granuleuses. A l'échelle de l'échantillon, elles sont presque isotropes et, sur les cassures fraîches, elles peuvent être prises pour un granite aplitique ; mais le plus souvent, des horizons d'épaisseur variable (lits, couches ou bancs) montrent des compositions un peu changeantes dessinant un litage flou. Ces légères variations lithologiques permettent souvent de reconnaître une structure boudinée ancienne. Il n'apparaît jamais de foliation métamorphique nette, même lorsque la biotite représente accidentellement quelques 5 % de la roche, car les paillettes de mica, cloisonnant les feldspaths, sont dépourvues d'orientation. L'orientation du litage est constante sur

de grandes distances. Le passage aux formations lithologiquement distinctes lui est parallèle.

En lame mince, la texture est granoblastique. Les grains globuleux de grenat (de 0,1 à 0,5 mm) parsèment la roche. Les plus petits peuvent être inclus dans les feldspaths. Des écailles de biotite, dont la taille ne dépasse pas 0,2 mm, s'intercalent sans orientation entre les feldspaths et ont une tendance cloisonnante. Des nids d'hercynite en cristaux automorphes sont inclus dans les feldspaths. Les grains xénomorphes d'orthose, atteignant exceptionnellement 4 mm, ne sont jamais maclés. Les grains de plagioclase sont globuleux. La macle de l'albite s'y manifeste seule. Les cristaux ramifiés de quartz, souvent allongés, ont des contours lobés et, de ce fait, paraissent envahissants. Ce type de leptynite contient accidentellement des taches de cordiérite vert clair, entourées d'une zone leucocrate. Elles ont une structure en tamis.

Localement, il est possible d'observer un type particulier de leptynites très clair à grain très fin qui fait penser à des reliques d'une roche granulitique au sein des leptynites granuleuses. Ce type de leptynites se rencontre dans le Fossard au Nord du Thin. Ces roches très claires, à grain très fin, pratiquement dépourvues de biotite mais ponctuées de minuscules grenats roses, forment des bancs concordants ou des boudins dans des leptynites à grain plus distinct contenant davantage de biotite. Ces leptynites très claires possèdent de nombreux caractères du faciès granulitique qui conduisent à supposer que ce sont d'anciennes granulites « dégénérées » au cours de la succession complexe des événements pétrogénétiques qui ont affecté le massif vosgien.

M². Gneiss granitiques (Migmatites de Gerbépal). Cette rubrique regroupe un ensemble de roches gneissiques plus ou moins bien litées, parfois à tendance granitique, situées à la périphérie des leptynites. Les différents faciès sont intimement associés, de sorte qu'il n'est guère possible de les différencier sur la carte. Ils peuvent alterner en bancs d'épaisseur variable aux limites nettes ou floues. Les faciès lités se présentent généralement en enclaves boudinées, plus rarement en bancs au sein de faciès à biotite ou cordiérite. Parfois, ils sont fragmentés et inclus dans des granites nébulitiques.

- *Les gneiss finement lités* sont hololeucocrates ou simplement leucocrates. Une foliation nettement marquée est dessinée par de très minces feuillettes de biotite presque toujours parfaitement plats, espacés de 1 ou 2 mm.

En lames minces, *les faciès dont le grain est le plus fin* (0,1 mm) montrent que la foliation est aussi marquée par la distribution des minéraux blancs. Il existe des feuillettes de plagioclase presque seul, contenant des alignements d'aiguilles de sillimanite partiellement muscovitisée et des cristaux de biotite corrodés. Ils sont séparés par des feuillettes où le quartz s'associe à des cristaux d'orthose allongés parallèlement à la foliation. Presque toute la biotite se place dans ces feuillettes en lamelles très aplaties et strictement alignées. Cette texture finement rubanée paraît résulter d'une différenciation métamorphique dans laquelle le quartz, l'orthose et la biotite seraient plus mobiles que le plagioclase.

Les faciès à grain un peu plus fort (0,4 mm) *plus fréquents* donnent l'impression que la totalité de la roche a recristallisé. Là aussi la structure orientée est dessinée par les alignements de paillettes de biotite mince et dentelée mais aussi par les cristaux d'orthose allongés. Ils sont pressés les uns contre les autres et parfois cloisonnés par des aiguilles de sillimanite.

- *Les gneiss à foliation estompée* sont constitués des mêmes minéraux mais le grain peut atteindre 0,5 à 0,6 mm en moyenne. Tous les aspects antérieurement

décrits se retrouvent dans ces roches, en particulier l'orientation de l'orthose et celle des fibres résiduelles de sillimanite. La distinction fondamentale tient à la distribution de la biotite qui s'éparpille dans la roche en gardant un parallélisme approché. En outre, ces portions sont moins riches en feldspath potassique et des compositions de granite calco-alcalin ou de granodiorite semblables à celles des nébulites à grenat peuvent y être observées. La cordiérite en grains ou en taches non auréolées de quartz et de feldspath y est observable.

- *Les gneiss granitiques hololeucocrates à agrégats lamellaires de biotite* sont de couleur rose clair. La biotite dessine de petits tirets non alignés mais parallèles à la structure d'ensemble, distribués régulièrement ou en traînées. Ce ne sont pas des lamelles monocristallines mais des agrégats discoïdes qui impriment une linéation à la roche. Dans les sections perpendiculaires à la linéation, ces agrégats amorcent un dessin réticulé.

En lame mince, la texture est granoblastique, en mosaïque subéquigranulaire. Le grain est de 0,5 mm, sauf celui de l'orthose dont les cristaux allongés dessinent des bandelettes parallèles à la linéation et ont 0,5 x 2 mm de dimensions extrêmes.

Pétrographiquement, ces faciès sont étroitement apparentés aux précédents. Ils s'en distinguent par leur composition hololeucocrate et par l'importance des recristallisations.

- *Les gneiss granitiques à cordiérite* ne diffèrent des précédents que par la présence de la cordiérite. Ce minéral peut se présenter soit en individus subautomorphes et disséminés dans des roches relativement calciques dont le plagioclase est de l'oligoclase, soit en taches auréolées d'un halo hololeucocrate, dans des roches moins calciques. Les taches sont parfois un peu étirées mais le plus souvent elles sont globuleuses. Ceci est démonstratif d'une cristallisation postérieure à l'acquisition de la structure planaire ou linéaire.

Dans les taches, la cordiérite constitue un tamis enserrant des grains de quartz. Sa cristallisation semble s'être accompagnée d'une différenciation locale, avec formation d'une écorce de composition aplitique.

- *Les granites nébulitiques* apparaissent sporadiquement dans les migmatites de Gerbépal. Ils ont l'apparence d'un granite nébulitique à grain fin, parfois à cordiérite

En lame mince, la texture apparaît tout à fait différente de celle des faciès précédents mais, le plus souvent, des minéraux ou des agrégats de minéraux rappellent des aspects typiques de ces faciès.

Le grain est nettement accru puisqu'il est de 1 mm en moyenne. Les plagioclases prennent des formes subautomorphes trapues. La biotite tend à former des individus épais, subautomorphes. Le feldspath potassique est encore xénomorphe mais ses cristaux ont des tailles importantes (jusqu'à 3 mm) et ils n'ont plus l'allongement typique des autres faciès. De la muscovite se développe tardivement, parfois en lamelles visibles à l'œil nu.

Comme dans les autres faciès, les granites nébulitiques contiennent des quantités accessoires de grenat en minuscules inclusions dans les feldspaths. La sillimanite, lorsqu'elle subsiste, est toujours incluse dans le plagioclase.

My. Migmatites porphyroblastiques à enclaves. Ces roches se montrent en d'assez nombreux endroits de la zone occidentale du massif vosgien mais leur développement est généralement restreint.

Elles sont constituées d'enclaves sombres gneissiques à grain fin, micacées, ou amphiboliques, ou pyroxéniques au sein d'une matrice granodioritique.

Les formes et les rapports géométriques des enclaves avec la matrice environnante conduisent à leur accorder la signification de « boudins ». La matrice hétérogène s'est moulée autour des enclaves. La texture est granoblastique cloisonnée, du type de celles des gneiss perlés. Presque toujours, cette matrice est envahie par des phénoblastes de microcline, irrégulièrement dans les zones riches en enclaves, abondamment, ou surabondamment même, ailleurs.

N. Nébulites à grenat. Les nébulites à grenat affleurent dans le Fossard. Lorsqu'elle est fraîche, la roche est bleu verdâtre et peut apparaître presque homogène. Les surfaces légèrement altérées sont plus parlantes car les variations de teinte sont plus nettes. La structure nébulitique tient à une distribution hétérogène des minéraux colorés, en traînées ou en bancs à bords flous qui ne sont ni plissés ni contournés comme c'est habituellement le cas dans les nébulites.

Lorsque les variations de composition sont assez tranchées, l'allure est celle d'un litage régulier. Celui-ci se produit même à des échelles variées. A très petite échelle des lits flous leucocrates s'amorcent, épais de 1 à 2 mm. Ils peuvent s'épaissir jusqu'à quelques centimètres. Ils s'interpénètrent avec des lits sombres en se biseautant (allure de plis étirés). Ceci se retrouve à l'échelle métrique. La composition de chaque banc est homogène.

Localement apparaissent des enclaves ovoïdes sombres de nature pyroxénique, dont la taille va de celle d'une noisette à celle d'une tête humaine. Les perturbations qu'elles introduisent dans la structure de leur environnement immédiat sont caractéristiques d'un boudinage. Cette constatation, ici plus évidente que dans les leptynites, jointe à l'observation de plis très étirés, conduit à admettre que cette série a subi d'importants phénomènes tectoniques.

Macroscopiquement, se reconnaît du grenat en certains endroits, mais ce minéral tend à disparaître. De la cordiérite est souvent présente en grains isolés ou en taches non ourlées de quartz et de feldspath. Elle existe aussi dans les intercalations plus leucocrates. Les paillettes de biotite xénomorphe cloisonnent les feldspaths globuleux, millimétriques ou bimillimétriques. Les minéraux, agencés dans une texture typiquement granoblastique cloisonnée, avec un grain de 1 à 2 mm, sont les suivants : quartz, orthose, plagioclase, biotite, grenat, cordiérite, spinelle, apatite, zircon. Au total, bien que la composition de ces roches varie dans d'assez larges limites, leurs caractères pétrographiques demeurent constants. Ces caractères sont par ailleurs ceux des leptynites, granuleuses à biotite. Ils ont été acquis simultanément par les deux formations. On peut y constater les progrès d'une recristallisation évolutive au cours de laquelle le grenat perd son importance. Localement, comme dans les leptynites, de la muscovite secondaire peut apparaître.

F^{Y1-2}. Granite fondamental. L'expression *Granite fondamental* recouvre l'ensemble des granites anciens non orientés. Ils sont ainsi qualifiés parce qu'au moment de la mise en place de la génération suivante de granites, ils se trouvaient associés aux formations cristallophylliennes et constituaient les fondations de l'édifice géologique.

Suivant que l'actinote est présente ou absente, il est distingué un type à biotite et amphibole et un type à biotite. Ces deux types possèdent par ailleurs les mêmes caractéristiques pétrographiques : c'est toujours un granite à grain moyen à fin, plus ou moins porphyroïde. Sur la feuille Bruyères, seul affleure le

type à biotite dans le coin sud-est où il s'observe du reste assez mal en raison du développement des formations superficielles.

Le Granite fondamental ne manifeste pas de tendance à la déformation plastique à l'approche des grandes fractures qui seraient donc postérieures à son induration. Dans le Granite fondamental, les accidents pétrographiques sont rares au point de passer pour exceptionnels. Cependant, de légères variations d'un affleurement à l'autre, portant sur l'aspect plus ou moins nettement porphyroïde, sur la forme des phénocristaux, sur la taille du grain, sur la structure plus ou moins cloisonnée et sur l'isotropie plus ou moins parfaite, donnent l'impression d'une certaine hétérogénéité. Celle-ci n'est cependant jamais suffisante pour ne pas reconnaître le Granite fondamental. Les aplites et les pegmatites sont extrêmement rares et, lorsqu'elles existent, il est fréquemment possible de les rapporter aux granites postérieurs. Les faciès de bordure sont inexistant ; il n'y a pas non plus de cortège microgrenu associé. Les enclaves elles aussi sont rares.

Le Granite fondamental est une roche d'un gris plus ou moins soutenu, mêlé souvent de brun-rouge lorsqu'elle est un peu altérée. La matrice a un grain moyen à fin de 1 à 2 mm. Les minéraux colorés, régulièrement disséminés, affectent parfois une allure un peu cloisonnante. Le quartz est blanc grisâtre. Par sa coloration blanche, le feldspath potassique se distingue du plagioclase, en grains globuleux, dont la teinte va du beige au rouge-brun. Les dimensions des phénocristaux de feldspath potassique demeurent modestes, de l'ordre du centimètre. Il en est toujours quelques-uns de forme nettement rectangulaire. Localement et d'une façon générale, en s'approchant des granites intrusifs, les phénocristaux acquièrent une morphologie plus trapue et moins strictement automorphe. Le Granite fondamental qui est un peu hétérogène d'un affleurement à l'autre, et parfois sur un même affleurement, est homogène à l'échelle de l'échantillon.

La composition minéralogique de ces granites est simple. Les proportions modales indiquées entre parenthèses sont les valeurs extrêmes enregistrées ; elles sont suivies de la valeur moyenne :

Type à biotite (6 échantillons) :

quartz (24 - 29) = 26 %
orthose (25 - 43) = 36 %
albite-oligoclase (23 - 40) = 30 %
biotite (5-8) = 6,2 %
muscovite (0,5-2,5) = 1,5 %
pinite = 0,5 %
apatite

• **Granites syncinématiques.** Une surcharge spéciale sur la teinte donnée au Granite fondamental indique des granites syncinématiques. L'expression *granite syncinématique* est utilisée pour désigner une gamme assez étendue d'aspects pétrographiques qui ont en commun une structure orientée ou laminée à divers degrés. Ils affleurent surtout bien dans le vallon du Cellet (feuille Remiremont) et dans la vallée de Straiture (feuille Gérardmer). Ils occupent la limite entre la Zone occidentale et la Zone axiale, matérialisant une surface architecturale maîtresse du massif. Au Nord de la vallée de la Cleurie, cette formation se perd sous la couverture des formations glaciaires et n'a pu être précisée.

ρ^{1-2} . **Granite du Tholy.** Le granite du Tholy, appelé localement par les grani-tiers *granit de Bouvacôte* se rencontre d'une manière discontinue dans la moitié sud-est de la feuille. Ce granite est très découpé ; les affleurements les plus

importants qui ne dépassent pas quelques kilomètres carrés sont localisés dans la partie orientale, associés au granite de Remiremont. A l'Ouest, ce granite se présente sous forme de filons.

Le granite du Tholy est une belle roche gris clair, porphyroïde, à biotite et accessoirement à muscovite. Les phénocristaux de feldspath blanc atteignent couramment 2 à 4 cm. La pâte à grain moyen est constituée de quartz, de petits grains de feldspath et de paillettes de biotite. Les phénocristaux sont souvent alignés parallèlement les uns aux autres, en particulier sur les bordures du granite mais aussi en grandes traînées à l'intérieur du massif (figures de fluidalité). Lorsque la roche est un peu altérée, certains feldspaths prennent une couleur rosée sur le fond gris de la roche.

La texture grenue, porphyroïde, n'est jamais cataclastique. La constitution moyenne de la roche est la suivante (cf. J. Hameurt) :

quartz = 25 %

feldspath potassique = 36 %

plagioclase = 29 %

biotite = 9 %

muscovite = 1 %

minéraux accessoires : apatite, minéraux opaques, zircon, fluorine.

Sur sa bordure, le granite prend un faciès particulier, à tendance microgrenue, dit *porphyry* ; les phénocristaux atteignent jusqu'à 6 cm, la pâte est grise, plus sombre qu'au sein du massif.

Le granite du Tholy renferme un certain nombre d'enclaves, soit de roche encaissante ou de type cornéenne, soit de faciès *porphyry* attestant le remaniement de ces roches par le magma granitique. La taille de ces enclaves et leur forme sont variables. Les enclaves de faciès *porphyry* peuvent atteindre 50 cm et sont généralement arrondies ; les autres, plus petites (quelques centimètres en général), sont souvent anguleuses. La fluidalité de la roche et l'étude des enclaves suggèrent une mise en place magmatique dans un niveau crustal élevé, vraisemblablement vers la fin de la phase sudète (Namurien).

γ^{1R} . **Granite de Remiremont.** C'est un granite à grain fin à deux micas, souvent associé au granite du Tholy, qui couvre des surfaces très étendues surtout sur le territoire de la feuille Remiremont. Le massif a sur la carte une allure très découpée en raison de l'importance des formations glaciaires et fluvio-glaciaires qui le masquent en grande partie.

Le granite de Remiremont a un grain saccharoïde de l'ordre du millimètre, de couleur gris très clair. Il est massif et homogène. Sa composition est la suivante :

quartz = 26 %

orthose = 23 %

plagioclase = 43 %

biotite = 5 %

muscovite = 3,5 %

minéraux accessoires rares : pinite, zircon, apatite, minéraux opaques.

C'est un granite moyennement quartzique, subalcalin, sensiblement plus sodique que potassique. Il est pratiquement dépourvu d'enclaves, exception faite de petites concentrations surmicacées assez discrètes de un à quelques centimètres de diamètre et de « cocardes » de tourmaline de 3 à 10 cm généralement isolées. Les filons intrusifs sont rares. Il proviendrait de l'anatexie d'une croûte granulitique comme le suggère son environnement acide (leptynite et migmatite).

Les contacts du granite de Remiremont avec les formations cristallophylliennes sont nets ; avec le granite du Tholy et le Granite fondamental, ces contacts sont flous et progressifs bien que rapides. Il est postérieur au granite du Tholy qu'il modifie légèrement.

γ^{1E} . **Granite d'Épinal.** Ce granite affleure largement dans la vallée de la Vologne et, d'une manière générale, de façon plus limitée dans la vallée de la Moselle aux environs d'Épinal. Son extension exacte n'est pas connue car il est dissimulé par la couverture sédimentaire triasique.

Le granite d'Épinal est une roche très claire, beige rosé. Sa structure est massive, avec parfois une tendance porphyroïde. Les phénocristaux pouvant atteindre 4 cm sont sporadiques et disséminés. Le grain est ordinairement moyen à gros, compris entre 2 et 5 mm et même 10 mm pour l'orthose. Il peut être localement réduit, submillimétrique.

Le quartz globuleux se distingue nettement en raison de sa teinte gris fumé. Parmi les feldspaths, le plagioclase n'apparaît pas très différent de l'orthose : il est seulement un peu plus rose. Les micas sont régulièrement disséminés. La biotite est très noire. La muscovite moins abondante est en tablettes épaisses de teinte ambrée.

La composition minéralogique est simple :

quartz = 29 %
orthose = 33 %
plagioclase = 29 %
biotite = 5 %
muscovite = 4 %
apatite = 0,2 %
andalousite, zircon, minéraux opaques.

C'est un granite alcalin à biotite et muscovite primaire.

Il est intrusif dans les formations cristallophylliennes qu'il pénètre de filons. Il ne développe aucun métamorphisme à son contact, aucune granitisation ou assimilation. Il ne possède pas de cortège filonien associé.

FORMATIONS PRIMAIRES

Permien

Les formations sédimentaires paléozoïques sont exclusivement représentées, dans le secteur nord-est de la feuille, par des dépôts permien appartenant à la bordure méridionale du vaste bassin de Saint-Dié. La série permienne y est d'ailleurs incomplète ; seules deux formations, sur les quatre définies au centre du bassin, ont pu être cartographiées : Couches de Frapelle et Couches de Saint-Dié, rapportées respectivement au « Saxonien supérieur » et au « Thuringien supérieur » par J. Hollinger (1970).

r2b. **Couches de Frapelle.** Des dépôts assimilables aux Couches de Frapelle n'ont pu être bien observés que dans la petite carrière abandonnée de Champ de Levelé (x = 928,000 ; y = 1 063,740), au Nord de la gare de Laveline-devant-Bruyères. Il s'agit d'arkoses grossières, jaunâtres, en gros bancs massifs subhorizontaux, reposant sur une arène granitique en place. Malgré leur aspect très mal classé, elles se distinguent par une grande pauvreté en matrice argileuse ; le ciment, essentiellement quartzueux, est constitué d'un puzzle de microcristaux atteignant rarement 50 μ m de long. Les éléments, très anguleux, sont

essentiellement des grains de quartz et de feldspaths (orthose, microcline et plagioclases), souvent accompagnés d'une biotite brune dont l'état de fraîcheur est remarquable ; les éléments lithiques (roches cristallines et cristallophylliennes diverses) sont localisés dans les niveaux les plus grossiers. Ces arkoses correspondent à des arènes lavées, déposées par écoulement en nappe (*sheet-floods*), probablement sous climat assez aride.

Ce lambeau, dont l'épaisseur n'atteint pas 10 m, semble limité à l'Ouest par une faille NW—SE n'affectant pas les Couches de Saint-Dié sus-jacentes. Situé à plus de 10 km au-delà des derniers affleurements antérieurement connus (région de Corcieux—Vanémont, feuille Gérardmer), il témoigne d'une grande extension initiale de la formation, avant son démantèlement par l'érosion consécutive à la tectonique cassante saalienne.

L'attribution de ces arkoses aux Couches de Frapelle est confirmée par la présence, en sommet de la coupe, de quelques bancs très réguliers, minces (quelques centimètres), riches en grains éolisés presque sphériques (de 0,5 à 1 mm de diamètre), et qui représentent les Couches de Champenay (r3a de la feuille Saint-Dié). Ce témoin des Couches de Champenay n'a pas été représenté en raison de son caractère ponctuel. Par contre, le lambeau noté r2b à l'Est d'Aumontzey a été rapporté aux Couches de Frapelle par analogie de faciès.

r3b. Couches de Saint-Dié. La quasi-totalité du Permien de la feuille Bruyères appartient aux Couches de Saint-Dié, qui peuvent être suivies en continuité, à l'affleurement, depuis le stratotype (Saint-Dié), par les vallées du Taintroué (feuille Gérardmer), du Neuné puis de la Vologne (en rive droite), jusqu'à Fays au Sud-Ouest de Bruyères. La formation, dont la puissance atteint probablement une centaine de mètres (sous le Trias) au Nord-Est de Biffontaine (coin nord-est), se biseaute régulièrement en direction du Sud-Ouest : environ 80 m au Moyennel Mont (limite est), 40 m à Bruyères et 20 m au Nord de Laval. Mais la paléosurface au contact du socle cristallin, souvent profondément altéré et rubéfié, paraît relativement accidentée dans le détail, au moins localement : tranchée S.N.C.F. au Sud-Est de Champ-le-Duc.

Le lithofaciès largement dominant est celui d'une arkose grossière, mal stratifiée et mal classée, assez souvent conglomératique, dont les éléments, très anguleux sont réunis par une abondante matrice argilo-silteuse rouge sombre, rouge vif ou violacée. Ces caractères sont ceux de dépôts de cône de déjection des régions tropicales à longue saison sèche, mis en place essentiellement sous forme de coulées de débris et/ou coulées boueuses (*fanglomerates* des auteurs anglo-saxons).

L'origine de la plupart des matériaux semble très proche ; c'est le cas en particulier des grands phénocristaux d'orthose et des plus gros galets (granites et migmatites). Celle des petits galets de roches volcaniques diverses (dévoniennes ou permiennes ?) pose par contre un problème.

La roche est habituellement mal consolidée, sauf lorsqu'apparaît dans la matrice un ciment dolomitique de remplacement ; le lessivage des carbonates à l'affleurement est à l'origine des larges taches et traînées subhorizontales, jaune verdâtre, qui donnent aux Couches de Saint-Dié un aspect très caractéristique (Belmont-sur-Buttant). A plusieurs niveaux, dont la continuité n'a pas pu être établie, la dolomie se rencontre en outre sous forme de nodules jaunâtres, dont la coalescence aboutit à la formation de croûtes massives, épaisses de quelques décimètres, dont l'origine pédologique est très probable. Ces encroûtements, signalés lors du creusement du tunnel de la gare de Bruyères, n'affleurent plus guère aujourd'hui que dans le secteur de Landrebeck (environ 1 km à l'Est de Bruyères) ; ils ont également été rencontrés en sondage au Sud du Neuné (la

Chapelle-devant-Bruyères). Des concrétions siliceuses : cornaline jaune (Tête de Colimont au Sud de la Chapelle) ou plus souvent rouge vif, y sont très souvent associées ; près de Landrebeck elles renferment de la barytine.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias

L'extension de l'ensemble gréseux (Couches de Senones), qui surmonte directement, dans le centre du bassin de Saint-Dié, les dépôts permien décrits précédemment, n'a pas atteint l'angle nord-est de la feuille Bruyères. Les caractères pétrographiques de cette formation, actuellement rapportée à la base du Trias : Buntsandstein inférieur (J. Hollinger, 1970), montrent qu'elle provient, pour une grande part, du remaniement des Couches de Saint-Dié dans les domaines de bordure. Sur la feuille Bruyères, le début du Trias serait donc marqué par une période d'érosion, consécutive à un léger basculement d'ensemble vers le Nord (phase tectonique palatine), qui a certainement réduit l'importance des dépôts permien.

t1b, t1c. **Buntsandstein moyen.** A l'exception de la partie tout à fait terminale (Zone-limite violette), dont les caractéristiques sont très particulières, tous les sédiments gréseux et conglomératiques, fluviaux, attribués au Buntsandstein moyen, possèdent un certain nombre de caractères communs. La rareté des galets de socle local et l'apparition, à côté des éléments de quartz filoniens, de nombreux galets de quartzite gris à rose d'origine lointaine, ainsi que de quelques galets de lydienne silurienne vert noirâtre, les différencient des dépôts sous-jacents. La présence d'indices d'éolisation, tels que galets à facettes et grains de sables subsphériques (*), ainsi que l'absence quasi totale d'indices d'activité biologique végétale ou animale, les différencient des dépôts qui les surmontent.

t1b. **Grès vosgien.** Cette formation, qui disparaît sous la couverture vers le Nord-Ouest et ne subsiste guère que sous forme de buttes-témoins (Spiémont et l'Ormont) vers le Sud-Est, a certainement recouvert la totalité du territoire de la feuille, comme en témoignent les rares lambeaux, situés au-dessus de 850 m d'altitude, de la région de Liézey (la Moulure) et du Tholy (les Grandes Roches du Cellet). Sa puissance augmente du Sud-Ouest vers le Nord-Est, d'abord assez lentement, au-dessus du socle cristallin (55 m en moyenne dans la région de Raon-Basse, sauf dans le massif du bois de la Faigue à l'Ouest de la Moselle où elle pourrait descendre à 45 m ; 70-75 m le long d'une bande Archettes—Jarménil — Éloyes ; autour de 85 m dans le secteur de Deycimont et Faucom-pierre), puis plus rapidement à l'approche du bassin permien et sur le Permien lui-même (une centaine de mètres au droit des buttes de Malenru et du Spiémont ; autour de 120 m dans la région de Bruyères ; 140 m et plus au-delà de Belmont-sur-Buttant et Biffontaine).

Les faciès sont relativement variés dans le détail : depuis de véritables conglomérats jusqu'à des grès fins, en passant par des grès conglomératiques à petits galets épars et des grès moyens à grossiers, en gros bancs à stratification oblique, qui sont les plus fréquents. Les grains de quartz sont souvent très

(*) Cette forme est généralement masquée par une auréole de nourrissage automorphe à facettes miroitantes due à une précipitation secondaire de silice.

arrondis et présentent généralement des facettes de nourrissage secondaire ; les feldspaths sont toujours présents (15 % en moyenne) ; la présence d'un fin pigment intergranulaire d'hématite confère à la roche une teinte rose plus ou moins prononcée. Occasionnellement se rencontrent en outre des grès très fins à minces lamines, des niveaux psammitiques très riches en muscovite et biotite rubéfiée, ou des lentilles silto-argileuses rouges, toujours de faible extension horizontale, mais pouvant dépasser un mètre d'épaisseur.

Malgré la mise en évidence de variations latérales de faciès nombreuses et très rapides, il semble possible de subdiviser la formation en un certain nombre d'unités superposées, caractérisées par une lithologie dominante, et qui se biseauteraient successivement sur le socle hercynien en direction du Sud-Ouest ; ce sont de la base au sommet :

— *un conglomérat* toujours peu cohérent, caractérisé essentiellement par l'abondance de la fraction granulométrique graveleuse. La teinte, normalement rouge sombre à violacée, peut devenir jaunâtre à proximité de la surface du sol (carrière le long de la route de Bruyères à Belmont-sur-Buttant). Les galets, souvent éolisés, sont assez petits (taille maximale 14 cm, mode 3,5 cm), un peu moins émoussés que dans les niveaux supérieurs ; à côté des quartz et des quartzites, on note une proportion assez importante de lydiennes (jusqu'à 10 %), de granites et de gneiss. Les feldspaths sont abondants dans la fraction grossière de la matrice. Ce *Conglomérat inférieur*, que l'on tend à séparer du Grès vosgien proprement dit, constitue un excellent niveau repère entre Buntsandstein inférieur et Buntsandstein moyen sur la plus grande partie des Vosges septentrionales ; bien développé dans toute la région de Bruyères (5 à 6 m en général), il disparaît entre Laval et Fays ;

— *une unité gréseuse* très friable, de grain fin à moyen (0,2 à 0,3 mm), à stratification peu apparente passant vers le haut à une stratification horizontale en minces lits de quelques centimètres d'épaisseur. Cette unité, mal représentée dans les monts Avison près de Bruyères (chapelle de la Roche), aurait généralement une puissance de l'ordre de 15 m ; elle repose directement sur le socle dans le secteur de Fays ;

— *un grès plus grossier*, mais encore mal consolidé, à stratifications obliques peu inclinées, soulignées par des alignements de galets. Très poreux ce faciès a été souvent lessivé et prend une teinte jaune orangé à l'affleurement. Il constitue la base des dépôts triasiques dans le secteur de Deycimont—Fiménil—Herpelmont ;

— *un nouvel ensemble gréseux* relativement friable, de grain fin à moyen, qui réapparaît au contact du socle vers Cheniménil et Faucompière ;

— *un dernier ensemble de grès grossiers* peu cimentés, tantôt rouges tantôt blanchâtres, à passées argileuses, qui peut débiter par un petit conglomérat basai meuble (Nord-Ouest de Deycimont). C'est par ce faciès que commence le Grès vosgien de part et d'autre de la Moselle à l'entrée du horst d'Épinal ;

— *la Haute Masse* (J. Perriaux, 1961), constituée essentiellement de grès à grain moyen, bien cimentés, en gros bancs de 0,5 à 2 ou 3 m, à stratifications obliques. Sa base est souvent marquée, au moins dans le secteur sud-ouest de la feuille par un conglomérat friable, épais de 3 m environ, dont l'aspect rappelle le Conglomérat inférieur de Bruyères. Beaucoup plus résistante que tous les niveaux sous-jacents, responsables d'une morphologie en pentes douces, elle apparaît assez souvent en falaises d'aspect ruiniforme et a été autrefois abondamment exploitée en carrières pour la construction. Puissant de 70 à 80 m, cet ensemble n'est pas homogène ; il existe en particulier à une cinquantaine de mètres sous le toit du Grès vosgien, un niveau conglomératique annon-

çant le Conglomérat principal, mais à galets plus petits (falaises de Jarménil, carrière du bois de la Faigne) ; à la partie supérieure peut également réapparaître un faciès fin peu consistant (Ouest du Roulier).

t1c. **Conglomérat principal et Zone-limite violette.** Au-dessus du Grès vosgien, le passage au Conglomérat principal s'effectue très brutalement par un enrichissement en galets d'assez grande taille, mais la matrice gréseuse conserve les mêmes caractéristiques pétrographiques que la Haute Masse. La formation est constituée par l'empilement de corps conglomératiques d'épaisseur métrique, lenticulaires ou très étalés, plus ou moins granoclassés, à galets joints ou dispersés ; il s'y intercale fréquemment des bancs gréseux, et sporadiquement des lentilles argileuses ou des lits psammitiques. Les galets sont représentés par des quartzites (60 % environ) et des quartz (40 % environ), mais ces proportions s'inversent vers les petites tailles, auxquels s'ajoutent toujours quelques lydiennes et roches cristallines diverses. Leur taille oscille souvent entre 5 et 10 cm, mais les plus gros peuvent atteindre et dépasser 25 cm, le long d'une bande allant de la forêt d'Épinal à l'angle nord-est de la feuille. Ils sont très émoussés dans l'ensemble, à l'exception de quelques rares galets rencontrés un peu partout qui présentent des facettes acquises sous l'action du vent.

Ce poudingue offre généralement une grande résistance à l'érosion, en particulier à sa partie supérieure et à proximité de certaines failles, ce qui lui fait jouer un rôle morphologique essentiel dans le paysage gréseux : reliefs tabulaires bordés de corniches abruptes ou en surplomb, d'aspect ruiniforme ; il constitue ainsi le principal repère structural de la couverture. En forêt d'Épinal et jusque vers Grandvillers, il est au contraire très mal cimenté et, sur les versants, fréquemment masqué par des éboulis de Couches intermédiaires, tandis que ses éléments se retrouvent étalés en vastes nappes colluvionnées au-dessus de divers niveaux du Grès vosgien. Ces épandages de galets, et des accidents structuraux d'origine tectonique, ont fréquemment conduit à surestimer la puissance du conglomérat ; partout où celle-ci a pu être mesurée avec précision elle ne dépasse pas 30 m (Nord-Est de Bruyères), avec une moyenne de l'ordre de 20 m ; elle pourrait descendre localement à une dizaine de mètres en quelques points situés entre Hadol et Éloyes.

Longtemps réputée absente sur le territoire de la feuille, la Zone-limite violette, couronnant le Conglomérat principal, a été identifiée en de nombreux points lors des levés récents, au moins dans le domaine occidental. Elle est caractérisée le plus souvent par des dépôts particuliers, toujours minces (quelques centimètres à 2 m) : grès assez fins gris violacé et argiles bariolées de rouge et vert vif, plus rarement par des transformations affectant ces faciès ou le poudingue lui-même : effacement de la stratification, dolomitisation (travaux de la voie de contournement d'Épinal, à Razimont) et silicification. Cette dernière peut prendre des formes très diverses : parfois géodes tapissées de fins cristaux de quartz, qui correspondent à d'anciens nodules sulfatés (Razimont), plus souvent nodules et lits de cornaline, constitués d'un mélange de quartzine, de calcédonite et de quartz microcristallin, aux teintes variées (Ouest du Pré BreLOT à Aydoilles, forêt d'Arches) ou uniformément blanc verdâtre (Haute Finot, forêt d'Épinal). La présence de galets verdis en surface, fracturés et/ou partiellement dissous (Cheniménil, la Chaoteuse près de Raon-Basse) est également très caractéristique.

Ce niveau traduit un fort ralentissement de la sédimentation et même une longue pédogénèse en climat semi-aride. La faible évolution des profils observés, par rapport à ceux de la feuille Remiremont voisine, montre que l'on est ici vraisemblablement très près d'un domaine où la Zone-limite violette ne s'est sans doute jamais formée ; son caractère discontinu pourrait s'expliquer égale-

ment par des ravinements ultérieurs, bien mis en évidence à proximité, sur la feuille Épinal.

t2a, t2b. **Buntsandstein supérieur.** Cet ensemble gréseux, atteignant 80 m d'épaisseur en moyenne, marque l'arrivée d'une nouvelle décharge détritique dans le bassin ; il montre une évolution progressive depuis des faciès basaux grossiers et mal classés (Couches intermédiaires inférieures), d'origine purement fluviale, jusqu'à des faciès fins et très bien classés (Grès à *Voltzia*), où commencent à se manifester des influences marines.

t2a. **Couches intermédiaires.** Elles ne subsistent le plus souvent que sous forme de placages, plus ou moins épais, au-dessus des reliefs tabulaires constitués par le Conglomérat principal ; mais dans le massif du Haut-du-Bois (entre Éloyes et Xamontarupt) et surtout en forêt d'Épinal, elles affleurent très largement et sur toute leur épaisseur (55 m environ).

— *Les Couches intermédiaires inférieures*, puissantes d'une quarantaine de mètres, se présentent le plus souvent en gros bancs à stratifications obliques, dont l'aspect en grand rappelle beaucoup la Haute Masse du Grès vosgien. Mais leur teinte, due à l'abondance d'une matrice argilo-ferrugineuse, est beaucoup plus soutenue : rouge-brun à lie-de-vin ; elle devient facilement jaune orangé par lessivage superficiel et même blanc grisâtre dans les zones silicifiées près des failles. Les caractères pétrographiques sont également très différents : les grains (dimension moyenne 0,2 à 0,4 mm) sont souvent anguleux et mal classés, les feldspaths sont très abondants (autour de 25 %) et certains atteignent une grande taille (exceptionnellement jusqu'à 5 mm), la muscovite en larges paillettes est toujours présente. Les faciès gréseux les plus grossiers prennent souvent à l'affleurement un aspect caverneux très caractéristique ; beaucoup de ces vacuoles proviennent du lessivage de minuscules graviers mous argileux, toujours très nombreux, mais certaines, tapissées d'un enduit ferromangannique noirâtre pulvérulent, résultent de la dissolution de nodules carbonatés.

Bien que les niveaux de base puissent être parfois à grain relativement fin et totalement exempts de galets, ils présentent plus souvent un caractère franchement conglomératique, sur 5 m environ dans une grande partie de la moitié nord de la feuille. Ces faciès, qui proviennent probablement d'un mélange de l'apport détritique lointain avec des éléments remaniés du Conglomérat principal, se reconnaissent surtout à l'abondance des feldspaths de grande taille et des graviers (2 à 20 mm) de quartz anguleux ; les galets, non jointifs, sont plus petits que ceux du Conglomérat principal et beaucoup montrent les traces d'une fracturation antérieure à leur dernier façonnement fluviale ; quelques fragments de cornaline y ont été trouvés. Ces conglomérats prennent parfois, très brutalement, un développement considérable ; ils peuvent alors former des falaises, relayant celles du Conglomérat principal, en tête des vallons (gorge de Maisonfaing au Nord de la Baffe). Les récurrences conglomératiques qui se rencontrent occasionnellement au-dessus, jusqu'à 25 m de la base, sont au contraire mal consolidées.

— *Les Couches intermédiaires supérieures*, dont la puissance peut être estimée à une quinzaine de mètres, se distinguent surtout par leur hétérogénéité aussi bien pour la teinte (lie-de-vin à jaune) que pour la granulométrie des différents bancs, plus minces que ceux des Couches intermédiaires inférieures et alternant avec de fréquentes lentilles argileuses. Les galets sont rarissimes et les taches noires sont localisées à la base de certains bancs ou absentes. Certains niveaux annoncent déjà le Grès à *Voltzia* par la finesse du grain et la présence de débris

végétaux. Une des meilleures coupes est visible le long du stand de tir militaire du fort des Adelphe, au Sud de Jeuxey.

— La limite entre les deux assises serait marquée avec précision par la *Zone violette supérieure* (J. Perriaux, 1961), caractérisée par sa teinte dominante, son aspect bréchique et la présence éventuelle de dolomite. En fait, aucune des « petites zones violettes » se rencontrant à différentes hauteurs au sein des Couches intermédiaires (Petite Failloux au Sud de Deyvillers, chemin d'Aydoilles au Rond Cheine, étang du Rouot au Sud de Viménil, etc.) ne semble suffisamment continue pour servir de niveau repère régional.

t2b. **Grès à Voltzia.** Il n'apparaît que dans le secteur nord-ouest, le long d'une bande s'étendant des environs de Jeuxey jusqu'à Grandvillers, marquée par un large développement des prairies, alors que les Couches intermédiaires sont très généralement couvertes de forêt. Il n'existe pas d'affleurement naturel, mais de nombreuses carrières, abandonnées de longue date, y ont été exploitées tant pour la pierre de taille que pour la confection de meules à aiguiser. Sur les 25 m de hauteur moyenne que présente la formation, il est possible de distinguer deux grands ensembles superposés, dont la limite est cependant imprécise et fluctuante.

— *Le Grès à meule* constitue entre la moitié et les deux tiers inférieurs. Il se présente comme un empilement de grandes « lentilles » gréseuses à base érosive, de plusieurs dizaines de mètres de large et quelques mètres d'épaisseur, correspondant à des remplissages de chenaux fluviaux successifs. Les bancs sont épais et séparés par des joints secs ou très minces, de nature argileuse (argiles gris verdâtre à rares Esthéries) ou psammitique (à muscovite et biotite verte). Le grain est remarquablement fin et constant (mode : 0,1 mm), et les teintes sont assez pâles : rougeâtres, jaunâtres ou gris verdâtre. La base de certains chenaux est marquée par des brèches intraformationnelles riches en débris de plantes terrestres, charbonneux et pyriteux en profondeur, limonitiques en surface : nombreuses Équisétales, quelques Fougères (*Anomopteris*) et rares *Voltzia*. Dans d'autres, plus rares, ce sont des coquilles marines qui peuvent apparaître.

— *Le Grès argileux*, au sommet, prend une teinte soutenue à dominante lie-de-vin. Il est constitué par une alternance de bancs gréseux décimétriques, de couches d'argile et de passées argilo-silteuses ; certains niveaux, brun chocolat, renferment des fossiles marins.

Le Grès à *Voltzia* est le seul niveau du Buntsandstein qui puisse être daté paléontologiquement : une dizaine de gîtes fossilifères, répartis sur toute la bande d'affleurement, ont livré des Gastéropodes et des Lamellibranches marins. Une des espèces les plus fréquentes : *Myophoria vulgaris*, qui se rencontre dès la base de la formation (Sud-Ouest de Grandvillers), permet de lui attribuer un âge déjà anisien (Trias moyen) et de le considérer comme un équivalent latéral des faciès réunis sous le nom de Muschelkalk inférieur dans le centre du bassin germanique. Dans la partie supérieure du Grès à meules de Jeuxey ont été identifiés en outre des Gastéropodes : *Undularia scalata*, *Loxonema obsoletum*, *Trachynerita gaillardoti*; des Myophories : *Lyriomyophoria elegans*, *Neoschizodus laevigatus* et *N. ovatus*; des Pectens : *Entolium discites*, *Leptochondria albertii* ; ainsi que divers autres Lamellibranches : *Mytilus eduliformis*, *Modiolus triquetrus*, *Homomya impressa*, *Bakevella costata*, *Pseudomyoconcha gastrochaena*, *Enantiostrongyloides difforme* et *Orthonota raabi*.

t3. **Muschelkalk inférieur.** Les faciès classiques du Muschelkalk inférieur de Lorraine septentrionale ne peuvent être identifiés sur le territoire de la feuille Bruyères. Au sommet des plateaux de Grès à *Voltzia*, quelques affleurements

ont bien montré, à proximité de la surface, des petits bancs gréseux, épais de 5 à 20 cm, tantôt très pâles tantôt ocre-jaune piqueté de noir, à rares Myophories, et qui évoquent le Grès coquillier. Mais ces faciès n'ont pas toujours été retrouvés en sondage entre les argiles du Muschelkalk moyen et le Grès argileux typique ; c'est pourquoi ils n'ont pas été cartographiés séparément et sont réunis au Grès à *Voltzia* sous la notation compréhensive t2b-3.

t4. **Muschelkalk moyen (Muschelkalk marneux)**. Les assises à dominante argileuse du Muschelkalk moyen ne sont conservées que dans les petits fossés tectoniques de Jeuxey et de Fontenay, puis plus au Nord, où elles déterminent une zone déprimée et mollement vallonnée, à larges bas-fonds humides. Cet ensemble, dont la puissance doit être voisine de 75 m, peut être subdivisé en trois formations comme dans le reste de la Lorraine, mais les mauvaises conditions d'observation n'ont pas permis de les différencier sur la carte.

- **Les Couches rouges**, à la base, correspondent à 20-25 m d'argilites bariolées de rouge-brun et de gris verdâtre, avec rares intercalations de minces plaquettes dolomitiques jaunes ou microgréseuses grisâtres, montrant à leur face inférieure des moulages de cubes de sel gemme en relief. Ces plaquettes à pseudomorphoses, dégagées par les eaux de pluie, constituent encore un excellent indicateur en surface, lorsque le pigment rouge a été réduit par la pédogenèse. Sur les cinq carrières qui ont été ouvertes dans cette formation afin d'alimenter les tuileries de Deyvillers, Aydoilles et Grandvillers, dont l'activité a cessé, une seule (Grandvillers) permet encore quelques observations. Seuls étaient exploités les niveaux inférieurs, la partie supérieure étant riche en lentilles et filonnets de gypse. Peu propices aux cultures, les sols sur Couches rouges sont très fréquemment boisés.

- **Les Couches grises**, dont la puissance serait de l'ordre de 45-50 m, sont essentiellement constituées de marnes dolomitiques feuilletées, de teinte grise plus ou moins sombre, devenant beige à l'altération. Des plaquettes de dolomie blanchâtre, ainsi que de petits accidents siliceux lenticulaires gris, parfois oolithiques, ne sont pas rares, en particulier dans la moitié supérieure de la formation. Le gypse, abondant sous couverture importante, dans les sondages des feuilles voisines : Rambervillers et Épinal, a été totalement dissous en surface. Au sommet se développe progressivement, au sein des marnes, un faciès caverneux, criblé de petites cavités parallélépipédiques séparées par des cloisons calcaires ; ce « calcaire celluleux » passe transitionnellement aux Couches blanches. Une seule petite coupe peut être observée dans les Couches grises : tranchée de la D 46 au Nord-Ouest du bois la Côte, près de Longchamp. Les sols développés sur cette formation, plus riches, sont couverts de pâturages et même de cultures à l'approche des reliefs constitués par le Muschelkalk supérieur.

- **Les Couches blanches** sont beaucoup plus minces : 5 m environ. Ce sont d'abord des dolomies crème, tendres, en petits bancs d'épaisseur centimétrique, et dont la régularité est souvent perturbée par des masses cargneulisées, suivies d'une dolomie jaune paille ou orangée, spathique, tantôt sableuse tantôt très compacte, en gros bancs massifs. L'aspect parfois caverneux de cette dernière (Sud de Longchamp) peut être attribué à la dissolution de nodules sulfatés. Elles sont presque toujours masquées par des débris de Muschelkalk supérieur, emballés d'argiles de décalcification, glissés sur les pentes (Ouest de Longchamp) ou restés sur place et constituant dans ce cas une formation résiduelle (plateau de Vaudéville). Cette formation résiduelle mal délimitée n'a pas été représentée.

15. **Muschelkalk supérieur (Muschelkalk calcaire).** Cet ensemble, dont la puissance ne dépasse pas 60 m, n'affleure que dans le fossé tectonique de Jeuxey et sur les hauteurs dominant l'angle nord-ouest de la feuille. Vers Vaudéville il ne se traduit dans le paysage que par une cuesta très discrète, qui se développe à l'Ouest de Longchamp. Alors que le plateau est largement cultivé, les versants sont couverts de taillis et de vergers. Les trois formations classiques de Lorraine peuvent y être reconnues localement mais n'ont pas été individualisées sur la carte.

- **Le Calcaire à entroques** (7 à 8 m) est bien exposé dans la tranchée de déviation de Longchamp, où il repose sans transition sur les dolomies jaunes terminales du Muschelkalk moyen. C'est un calcaire gris-bleu, en bancs relativement épais (30 à 50 cm), d'abord sublithographiques, à fossiles rares et souvent très petits (Gastéropodes surtout, quelques Térébratules), se chargeant progressivement en gros articles de tige d'Encrine à section circulaire (*Encrinus liliiformis*) ; ces derniers finissent par constituer l'essentiel d'une biocalcarénite à discrètes stratifications obliques. La formation se termine souvent par quelques bancs de biocalcarénite coquillière, piquetée de roux, suivis d'un mince niveau sublithographique, précocement induré, à terriers dolomités. Plusieurs petites carrières de pierre de taille étaient ouvertes jadis dans le Calcaire à entroques.

- **Le Calcaire à Cératites**, très développé, est surtout caractérisé par des bancs plus minces (souvent 1 à 2 décimètres) et l'apparition de faciès mameux voire argileux. Vers la base (coupe de Longchamp), alternent des bancs durs, franchement calcaires, souvent coquilliers et/ou oolithiques, avec des bancs plus tendres de calcaire argileux, se délitant facilement et devenant de plus en plus épais et abondants vers le haut de la série. Les fossiles n'y sont pas rares ; ce sont surtout des Lamellibranches : *Hoernesia socialis*, *Plagiostoma striata*, *Pleuronectites laevigatus*, pour les plus fréquents, et quelques petites Cératites : en particulier *C. compressus* et *C. evolutus*.

Dans la partie moyenne prédominante, au moins en limite de la feuille Épinal, des faciès mameux gris et des argiles feuilletées noirâtres ; les niveaux calcaires y sont peu nombreux, très minces et très pauvres en fossiles.

A la partie supérieure, les faciès calcaires prennent un nouveau développement, généralement sous forme de calcaires noduleux gris fumé. On peut y rencontrer des lits riches en écailles et dents de Poissons, des « miches » (20 cm de diamètre en moyenne) édifiées par l'empilement de petites Huîtres (*Placunopsis ostracina*) et de grandes Cératites dont la classique *C. nodosus*.

- **Le Calcaire à Térébratules** n'a été bien identifié qu'en deux points : au Nord de Jeuxey et en lisière du Jeune Bois, sur la route d'Aydoilles à Vaudéville, sous forme de bancs épais, se débitant en dalles irrégulières et très riches en coquilles de *Coenothyris vulgaris* précocement écrasées par la compaction. De puissance irrégulière, ne dépassant pas quelques mètres, il semble disparaître là où la Dolomie inférieure de la Lettenkohle est bien développée.

16. **Keuper inférieur = Lettenkohle.** La Lettenkohle est rattachée maintenant au Keuper, selon l'usage de la plupart des pays à Trias de type germanique. En dehors du revers de la cuesta du Muschelkalk, dans l'angle nord-ouest de la feuille, elle n'affleure que sous forme d'un petit lambeau, isolé au Nord de Jeuxey, qui permet l'observation d'une coupe complète, bien qu'assez dégradée, le long de la D 46. Le passage à l'ancien « Keuper sens français » (Groupe des Marnes irisées ou Keuper moyen) n'apparaît que plus au Nord, sur le terri-

toire de la feuille Rambervillers. Sur une vingtaine de mètres se succèdent trois termes nettement différenciés :

t6a. **Dolomie inférieure.** Sa puissance varie très rapidement : de 5 à 10 m en général, elle descend à près de 1 m à Jeuxy. Les faciès exclusivement carbonatés de la Lettenkohle inférieure sont très divers, par leurs teintes : grises, jaunes à rousses, par leur consistance : friable ou très compacte, et par leur aspect : microcristallin ou spathique, plus ou moins caverneux. Les structures et les textures de dépôt sont dans l'ensemble largement effacées par la dolomitisation. En revanche, le banc terminal (10 cm à près de 1 m), toujours calcaire, montre de nombreuses coquilles : en particulier *Myophoria (Costatoria) goldfussi*, tantôt dissoutes tantôt encroûtées, des passées riches en oolithes et/ou boulettes fécales, des restes de Poissons et autres Vertébrés, ainsi que de grands galets intraformationnels micritiques.

t6b. **Argiles moyennes.** Au-dessus du banc précédent, tronqué, apparaissent sans transition 8 à 10 m d'argilites feuilletées noirâtres, devenant verdâtres ou beiges par altération, à rares Esthéries. Il s'y intercale des lits silteux ou finement gréseux, qui peuvent devenir localement prédominants, surtout à la partie supérieure. Les passées carbonatées sont rares, mais peuvent atteindre exceptionnellement 30 cm d'épaisseur ; elles sont généralement très sombres, se débitent en dalles et prennent un aspect terreux à l'affleurement ; ce sont, pour la plupart, des accumulations très denses, mais pratiquement monospécifiques, de coquilles de Lamellibranches dulçaquicoles (*Union/tes*).

t6c. **Dolomie-limite.** Très probablement tronquée ici par l'érosion récente, elle ne dépasse cependant pas 3 ou 4 m sur le territoire de la feuille Rambervillers, quelques kilomètres plus au Nord. Elle se présente en bancs plus minces que ceux de la Dolomie inférieure, séparés par des lits argileux ; mais les variétés pétrographiques des deux formations présentent de telles analogies qu'il est pratiquement impossible de les différencier sur échantillons ou en simples pierres volantes.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Introduction

La définition des unités cartographiques est fondée sur les processus de mise en place des formations. L'identification de ces processus s'appuie sur la morphologie des dépôts, leur lithologie et la disposition des matériaux (figures sédimentaires). En raison de la rareté des coupes, la lithologie et la disposition sédimentaire sont souvent inconnues et il ne reste que la morphologie et le contexte local pour ranger tel dépôt dans telle ou telle catégorie avec toutes les ambiguïtés et les risques d'erreur que cela comporte ; néanmoins, cette identification n'a pas toujours pu être faite (GF).

Une autre difficulté résulte de la superposition et de l'imbrication des dépôts. Dans ce cas, la carte figure la formation affleurante et la notice en précise éventuellement la complexité.

Certaines formations superficielles recouvrent le substratum rocheux dont elles proviennent par altération, cryoclastie, solifluxion ou gélifluxion ; selon l'importance du déplacement sous l'effet de la gravité, elles sont tantôt véritablement autochtones (altérites ou arènes des roches cristallines) ou para-autochtones (éboulis, épandages de piémont...). Elles restent néanmoins à

proximité immédiate de leur point d'origine et sont relativement homogènes du point de vue pétrographique, à la différence des formations glaciaires, fluvioglaciales et alluviales dont les matériaux, déplacés sur des distances relativement importantes, sont de nature variée.

Diverses formations ne sont pas indiquées sur la carte, ainsi les arènes *in situ* visibles localement tantôt sous des formations glaciaires de versant, tantôt sous le sol, spécialement dans les secteurs d'Autmonzey, Champdray, Fiménil sur le granite d'Épinal. Leur cartographie détaillée est difficile à établir et l'échelle de la carte n'est guère adaptée à leur représentation. C'est également le cas des formations qui remanient ou recouvrent les alluvions des nappes et cônes fluviaux anciens (colluvions, limons...).

Dans le quart nord-ouest, seuls les importants épandages de piémont, masquant le substratum sur de grandes surfaces, ont été reportés sur la carte.

Beaucoup de ces formations sont récentes, surtout dans les secteurs englacés à la fin du Quaternaire, où leur âge peut être aisément défini par rapport aux formations glaciaires qu'elles recouvrent ; d'autres à l'évidence plus anciennes sont incisées ou tronquées par des reprises d'érosion fluviale, mais, faute d'éléments suffisants, il n'est pas possible ou guère possible d'établir une chronologie précise de la plupart de ces formations.

La cartographie de la feuille Bruyères a néanmoins apporté des éléments pour établir une chronologie relative. Parfois, il a fallu recourir à une double notation subordonnée (w-x, x-y) pour traduire certaines incertitudes dont il est discuté à maintes reprises au cours de cette notice.

Les rapprochements avec la chronologie alpine ont été évités. En effet, les travaux des quaternaristes, ces dernières années, mettent l'accent sur la complexité des modifications climatiques quaternaires, y compris dans les Vosges (cf. les études polliniques faites à la tourbière de la Grande Pile, feuille Giromagny), sur les difficultés du raccordement à longue distance ainsi que sur la nécessité d'établir d'abord des chrono-litho-stratigraphies régionales avant de tenter des corrélations plus étendues. Une exception est faite en ce qui concerne la glaciation durant laquelle les vallées ont été occupées par d'importants glaciers, notamment celle de la Moselle jusqu'à Noircœur, et pour laquelle le rapprochement avec le Würm alpin a été conservé parce qu'il paraît à peu près certain. En effet, il s'agit là de la glaciation la plus récente, comme dans les Alpes. Les termes Riss, Mindel, sont parfois cités lorsqu'ils font référence à des attributions anciennes d'auteurs.

Formations glaciaires, fluvioglaciales et fluviales

Le territoire de la feuille Bruyères est riche en dépôts et formes glaciaires, fluvioglaciales et fluviales dont l'organisation témoigne de la succession de plusieurs glaciations ; ces dépôts jalonnent les limites atteintes par la glaciation la plus étendue qui est également la plus ancienne, ainsi que les domaines couverts par les deux dernières glaciations que la région a connues. Il est ainsi possible d'élaborer une chronologie relative des glaciations comme cela a été fait sur la feuille voisine Gérardmer.

Gw. Formations glaciaires anciennes. Des blocs erratiques de granite, de tailles variées, reposent au sommet de nombre de buttes de grès triasiques : au Spiemont, à l'Ouest de Champdray (plusieurs très grosses boules de plusieurs mètres de diamètre, de granite porphyroïde), à la Charme de l'Ormont (Nord-Ouest du Tholy), à la Tête des Cuveaux (Est d'Éloyes), au mont Saint-Jean

(Faucompierre), en forêt de Tanières (Nord de Pouxoux), au Haut du Mont (Laménil) ; des restes de moraines recouvrent encore le socle des plateaux en contrebas et autour de ces buttes gréseuses, malgré les épierréments effectués dans les champs ; l'abondance des murettes édifiées avec les boules et les galets de granite est un témoignage de l'extension des moraines dans certains secteurs (plateau de Champdray).

FGw. Formations fluvio-glaciaires anciennes. L'abondance et l'homogénéité du calibrage des galets suggèrent la présence d'accumulations fluvio-glaciaires en position juxta-glaciaire au Grand Bambois et au bois des Gougeots (en bordure est du lobe glaciaire de la Niche, au Sud d'Arches) et au bois de Voye-Mont-et-Brucel (Sud de Pouxoux, en bordure ouest du lobe glaciaire de la Moselle).

Remarque. — En ce qui concerne les difficultés de distinction des dépôts Gw et FGw, à l'incertitude relative aux faciès s'ajoute celle relative à la chronologie ; ces dépôts correspondent peut-être à plusieurs stades d'une glaciation ancienne ou même à plusieurs glaciations. Par exemple, l'arc morainique du bois de la Faigne qui est posé sur le bord amont du plateau incliné de grès triasique, en bordure sud de la carte et à l'Ouest de la Moselle, peut correspondre à la limite du glacier durant une glaciation ancienne, unique, et, dans cette hypothèse, les glaces auraient contourné le plateau par l'Ouest et par l'Est avant de le recouvrir complètement mais se seraient ressoudées plus en aval où elles auraient abandonné la moraine du bois des Grandes Hayes (au Sud de Pouxoux) ; il est possible d'envisager également deux glaciations ou deux stades successifs : un englacement complet de tout le secteur et dépôt du manteau de moraine, suivis d'un englacement plus restreint, arrêt contre le plateau du bois de la Faigne et divergence des lobes glaciaires et des eaux proglaciaires d'une part vers le Nord par le bois de Tacaumont, d'autre part vers l'W.NW par le Grand Bambois.

La différence d'altitude observée entre les blocs erratiques des sommets et les moraines des plateaux ne signifie pas nécessairement que les premiers sont les témoins d'une glaciation plus ancienne et les secondes d'une glaciation postérieure ; il faut probablement concevoir que la bordure de la calotte glaciaire qui recouvrirait la montagne avait encore assez d'épaisseur pour coiffer ou ceinturer les buttes et hisser sur celles-ci les blocs arrachés aux plateaux environnants.

A l'aide de ces témoins, il est possible de reconstituer les limites approximatives de la glaciation la plus ancienne et la plus étendue qu'ait connu ce secteur des Vosges moyennes (schéma en marge de la carte) ; d'une manière générale, cette limite passant par Docelles est orientée *grosso modo* Est—Ouest ; elle s'abaisse sur les plateaux de 700 m à l'Est à moins de 500 m à l'Ouest, et les lobes qui s'avançaient à l'emplacement des vallées préexistantes étaient courts.

GFw. Dépôts glaciaires anciens, glacio-lacustres ou fluvio-glaciaires non différenciés. Dans le coin sud-ouest de la carte, sur les plateaux qui encadrent la vallée de la Niche, les conditions d'observation sont mauvaises et il n'est guère possible de différencier (d'où la notation G F) des formations probablement variées au plan sédimentologique : morainiques, fluvio-glaciaires, fluvio-lacustres... Entre Hadol et Raon-Basse, sur les Hauts de Maurémont, du Charmois et du Granfeuil, le substrat est complètement masqué par un manteau de sables, de boules et surtout de galets abondants dans les champs, de matériaux du socle et des grès. Il n'est cependant pas possible de préciser l'origine de ce recouvrement détritique dont l'épaisseur n'est pas connue : restes dégradés de

vallums morainiques, d'accumulations glacio-lacustres ou restes épais de « moraines d'ablation » (*) et de dépôts fluvio-glaciaires moulant des buttes de grès triasiques analogues à celle du bois du Gelémont ; la petite coupe de la Racine (en bordure D 34, coin SW de la feuille) montre un dépôt à caractère mixte : moraine et bancs graveleux pro-glaciaires.

Les coupes dans ces dépôts anciens sont rares et le matériel n'est pas d'un grand secours pour introduire d'éventuelles subdivisions chronologiques ; la nature et la granulométrie des matériaux dépendent beaucoup de l'environnement immédiat : à la Racine, il y a beaucoup de blocs et de sables, de galets de quartz issus du substrat gréseux mêlés aux sables, et des galets et boules de granites et gneiss divers.

A Granges-sur-Vologne (lotissement du Pré Gonot et au Haut Chênot), de grosses boules de granite à biotite et des galets de granite, plus ou moins porphyroïde, bien arrondis, arrachés très probablement au versant d'en face, sont emballés dans une matrice argilo-sableuse, avec quelques blocs de grès à cortex d'altération et quelques blocs anguleux de migmatites pris au socle presque sur place.

Dans l'une et l'autre coupe, les galets et les boules de granites sont sains ou peu altérés, ce qui incite, *a priori*, à ne pas faire remonter très loin dans le Quaternaire la ou les glaciations responsables de ces dépôts. Il convient pourtant de se montrer très circonspect dans l'utilisation de ce critère d'altération à des fins de chronologie, même relative.

Gw-x, FGw-x, Jw-x, GFw-x. **Formations glaciaires, fluvio-glaciaires, cônes de déjection ou de nature indifférenciée** liées aux glaciations « anciennes » ou aux glaciations « intermédiaires » ou « moyennes » ; ces termes ancien et moyen n'ont qu'une valeur relative, leur place dans le Quaternaire restant à définir. Ils se rapportent à des périodes et des événements qui se situent avant la glaciation vosgienne la plus récente que l'on place, elle, à la fin du Quaternaire, comme le Würm alpin (*cf.* Introduction, Formations superficielles...) mais sans plus de précision.

Entre Charmois-devant-Bruyères et Hadol, des dépôts anciens de faciès variés (G ou FG) souvent difficiles à définir ou à différencier (GF) sont disposés en contrebas des dépôts w et plus haut que les dépôts x ; ils se signalent parfois par des replats. Ceci est particulièrement net dans le secteur de Mossoux—la Baffe. Cet étagement peut avoir une signification chronologique, c'est-à-dire qu'il peut s'agir, pour les dépôts fluvio-glaciaires, de formations postérieures à la glaciation ancienne w ; altimétriquement, ces dépôts sont plus proches des formations x que des formations w, d'où leur rattachement possible à un stade précoce de la glaciation x. Il ne faut cependant pas perdre de vue que, d'une part, l'origine de ces dépôts est souvent mal connue et qu'ils ne sont probablement pas tous fluvio-glaciaires et que, d'autre part, leur morphologie apparente peut résulter de leur disposition sur des grès tabulaires dont ils mouleraient la surface structurale plus ou moins découpée en panneaux étagés. Aussi n'est-il pas exclu que ces différents dépôts soient en liaison avec une seule et même glaciation ancienne.

Dans la vallée de la Vologne au Boulay, une exploitation ouverte (carrière de la Claie) dans un cône pro-glaciaire latéral montrait une alternance de bancs graveleux à galets granitiques et gneissiques bien arrondis, soulignés par des

(*) Ce terme se rapporte aux dépôts abandonnés par la fusion de la glace, dépôts rassemblant les matériaux qui se trouvaient en surface et au sein du glacier et généralement lavés par les eaux de fusion.

dépôts d'oxydes de manganèse, et des bancs de sables fins lenticulaires, en couches planes à très faiblement inclinées vers le Nord-Ouest ; ce cône du Boulay pose sensiblement le même problème chronologique, il peut s'agir :

— d'un cône pro-glaciaire ancien (w) édifié lorsque le glacier s'avancé jusqu'au-dessus de Faucompière (blocs erratiques du mont Saint-Jean) ;

— d'un cône construit par les eaux pro-glaciaires alors que le glacier du Barba s'arrêtait à l'entrée du défilé de Saint-Jean-du-Marché ; l'altitude de la surface d'accumulation du cône (430 m) est plus élevée que celle de la terrasse d'alluvions (x) de Deycimont, de l'autre côté de la vallée de la Vologne (410 m) ; la pente de cette surface du cône, conforme à l'inclinaison des dépôts qui le constituent, est faible mais il n'y a pas de raccord progressif possible avec celle de la terrasse de Deycimont ; il est donc probable que cône et terrasse ne sont pas exactement contemporains : le cône du Boulay pourrait avoir été accumulé lors d'un premier stade de la glaciation (cf. ci-après) au cours de laquelle s'est mise en place la nappe x ; néanmoins, s'il s'avérait que le matériel de la terrasse de rive droite de la Vologne à Deycimont et le matériel du cône du Boulay sont tout à fait comparables et contemporains, il faudrait alors envisager une autre hypothèse : la différence d'altitude observée pourrait être le résultat d'un affaissement tectonique non décelé des dépôts de rive droite de la Moselle dans ce secteur, le long d'une faille à regard nord localisée dans l'axe de la vallée.

Une incertitude analogue pèse sur certaines moraines de versant situées sur le socle au Tholy ; les glaces, qui ont tout recouvert au cours de la glaciation ancienne, ont encore débordé de la vallée de la Cleurie et franchi les cols en direction du Nord et du Nord-Ouest (Croix d'Elon à l'Ouest de Liézey, col de la Racine, col de Bonnefontaine, col du Singe...) au cours de la glaciation Gx ; il est difficile d'apprécier quelles étaient la largeur et l'épaisseur des langues glaciaires diffuentes, donc de départager les moraines anciennes (w) et les moraines Gx à proximité de ces cols et sur certains interfluves (forêt de Rougimont au Sud de Liézey). L'état du matériel à peu près identique dans les rares coupes offertes ne permet pas de trancher.

En résumé, le dépôt de certaines formations morainiques et fluvio-glaciaires semble se placer entre celui des formations les plus anciennes (w) et celui des formations (x) ; des considérations morphologiques locales font pencher en faveur d'une subdivision de la glaciation Gx et le dépôt des formations en question se serait produit au début de celle-ci au cours d'un premier stade ; à l'inverse, la disposition des terrasses de la Moselle, en aval du horst d'Épinal, conduirait à subdiviser les formations anciennes, antérieures aux alluvions Fx, en deux : en effet, à partir d'Épinal, il existe au moins deux nappes alluviales anciennes, altimétriquement très proches l'une de l'autre, mais nettement perchées au-dessus des terrasses dites moyennes (x1 et X2) de la feuille Épinal ; la nature et l'altération de leurs constituants sont également bien différentes de celles de ces dernières. Ces incertitudes sont traduites sur la carte par la notation subordonnée w-x.

Fw-x. Alluvions fluviales. Dans la vallée du Neuné, une terrasse peu élevée, à rebord très dégradé, est présente en amont de la Chapelle-devant-Bruyères. Une coupe (les Poulières) a permis de constater une disposition fluviale de sables et de galets quartzitiques du Trias et l'absence de galets de roches du socle. Le matériel paraît donc pour l'essentiel issu des versants de grès vosgiens et repris par la rivière. Il se distingue ainsi des alluvions à majorité granitiques et gneissiques du cône de Corcieux-la-Houssière (feuille Gérardmer) ; de plus, par son altitude et sa morphologie, cette terrasse paraît antérieure à ce cône dont

l'âge relatif est discuté ci-dessous. Cette incertitude est traduite par la notation Fw-x.

Une disposition et un matériel semblables ont été observés à Charmois-devant-Bruyères.

Gx. Formations glaciaires « moyennes ». Au cours des glaciations « moyennes », la vallée de la Cleurie ne pouvait contenir toute la glace et celle-ci débordait par les cols (*cf.* ci-dessus Gw-x), constituant ainsi des glaciers de vallées qui ont édifié des moraines terminales plus ou moins bien conservées et abandonné sur les versants un manteau morainique discontinu (*cf.* figure en marge de la carte).

Les mieux conservées et peut-être initialement les plus importantes des moraines terminales édifiées par ces diffluences glaciaires sont celles de Faucompière et celles de Granges-sur-Vologne, exploitées aux Voids, au Sud-Est de cette dernière localité.

Le glacier de Vologne a également édifié un vallum terminal dont une branche importante est conservée à Ménacaume, à moins d'un kilomètre à l'Ouest de la moraine des Voids. L'âge relatif de cette moraine frontale de Ménacaume est encore mal assuré. Certains l'ont mise en relation chronologique avec la moraine-delta du lac de Gérardmer et rangée dans le Würm ; d'autres auteurs l'ont placée dans le Riss et celle des Voids dans le Mindel.

Il ne semble pas que la moraine des Voids puisse être plus ancienne que celle de Ménacaume ; en effet, il est logique de supposer que la diffluence glaciaire émise par le col de la Croix d'Elon, à l'Ouest de Liézey, et descendant la vallée du Perthuis n'était pas plus puissante que le glacier qui occupait la vallée de la Vologne. Ce dernier devait s'avancer aussi loin, sinon plus loin, que la diffluence du Perthuis ; si celle-ci s'arrêtait aux Voids, à la même époque, le glacier de Vologne devait s'arrêter au niveau de Ménacaume, donc ni plus en amont compte tenu de sa puissance présumée, ni plus en aval, faute de quoi le front du glacier se serait étalé jusqu'aux Voids et aurait privé la langue glaciaire du Perthuis de sa moraine terminale. Il paraît donc plus logique de synchroniser les deux moraines, celle des Voids et celle de Ménacaume, et de les ranger dans la même glaciation. Cette attribution n'est cependant pas sans inconvénient : elle pose le problème de la médiocrité et de la localisation exacte d'une moraine terminale du glacier de Vologne au Würm.

Lors de la même glaciation, le glacier de la Moselle se terminait un peu en amont de Pouxieux où la présence du lobe glaciaire terminal se manifeste seulement par un important surcreusement du fond de la vallée entre Éloyes et Jarménil, par l'existence de restes morainiques à Pouxieux et par le cône pro-glaciaire de Jarménil et la nappe pro-glaciaire d'Archettes.

Vers Liézey, un manteau de moraine discontinu est fréquemment visible dans les talus de route, sous un sol brun ocreux assez épais.

FGx. Formations fluvio-glaciaires. En quelques secteurs et à la faveur d'excavations et de fouilles, des dépôts hétérométriques à caractères fluvio-glaciaires ont pu être observés au Sud-Est de Pouxieux, ferme Beaudé Pierre, à Houx, à proximité de Faucompière (vallée du Barba) et à la Racine, en rive droite de la Niche, en bordure sud de la carte.

Jx. Cône de déjection. Outre le cône pro-glaciaire allongé dans l'axe de la vallée du Barba, reliant les moraines de Faucompière à la terrasse Fx de Decelles, déjà citée, un autre cône pro-glaciaire, court, est partiellement conservé à Jarménil à la confluence Vologne—Moselle.

Fx. Alluvions. Une nappe alluviale s'est accumulée dans le bassin de confluence Moselle—Vologne—Niche, en amont du horst d'Épinal. Cette nappe est entaillée en terrasse par la Moselle, la Vologne et le Barba, mais bien conservée dans les secteurs de Mossoux et de Géroménil. Elle apparaît dans la vallée de la Vologne à partir de Laval-sur-Vologne, en amont de Docelles dans la vallée du Barba, à Jarménil dans la vallée de la Moselle, à Hadol pour le ruisseau des Nauves et à Raon-Basse pour la Niche ; cette accumulation de période glaciaire se raccorde, plus ou moins nettement selon les vallées, à une moraine terminale par l'intermédiaire d'un cône pro-glaciaire ou d'un *sandur* de vallée, c'est-à-dire d'une accumulation de type plaine alluviale à structures pro-glaciaires : ainsi aux moraines de Faucompierre font suite un cône pro-glaciaire puis la terrasse de Docelles ; à la moraine de Raon-Basse (feuille Remiremont) fait suite la nappe alluviale de la Niche ; aux vestiges du cône pro-glaciaire de Jarménil et de moraines à Pouxieux fait suite la nappe d'alluvions d'Archettes, à structures pro-glaciaires. Dans la vallée de la Vologne, par contre, un important hiatus sépare les premiers lambeaux de terrasses fluviales Fx à Laval et les moraines terminales Gx de Granges-sur-Vologne ; la raison de ce hiatus reste à éclaircir : compte tenu des altitudes des moraines et de la terrasse, les alluvions Fx peuvent se trouver sous la nappe z mais elles peuvent aussi avoir été accumulées assez bas sur les versants et entièrement érodées dans ce secteur où les roches du socle, souvent arénisées, ont pu être facilement solifluées et évacuées.

Cette nappe est encore exploitée en plusieurs points : carrières de Géroménil et de la Herculaine (au Nord du cimetière américain du Quéquement) dans le horst d'Épinal, des Côtes à Archettes et de Docelles. Il est possible d'y observer des structures sédimentaires dues à des transports à haute énergie. A Archettes, les dépôts sableux sont peu fréquents, les dépôts grossiers conglomératiques prédominent. La nature des constituants change évidemment en fonction de l'environnement géologique local et de celui du glaciaire d'amont : à Géroménil où le Conglomérat principal est très proche, la proportion de galets de quartz et de quartzite issus du Trias par rapport à celle des galets de roches granitoïdes est très forte, c'est l'inverse à Archettes.

Beaucoup de galets de granite et de gneiss ont subi un début d'altération ; une formation silteuse ou sablo-silteuse, aux alentours de 1 m d'épaisseur, tantôt lœssique (limon éolien), tantôt colluviale, surmonte les alluvions grossières presque partout.

Cette nappe d'alluvions Fx peut être suivie dans la traversée du horst et au-delà dans la région de Golbey (feuille Épinal) où elle connaît un développement remarquable, puis beaucoup plus loin encore jusque dans la région de Toul (terrasse de la Justice) où un âge Riss lui a été attribué par la plupart des auteurs.

Gx-y, FGx-y, Jx-y, Fx-y. **Formations glaciaires, fluvio-glaciaires et fluvio--tiles, cônes de déjection.** Certaines incertitudes demeurent quand il s'agit de départager certaines formations qui peuvent être liées soit à la glaciation la plus récente, wurmienne (y), soit à une glaciation immédiatement antérieure (x). Ces incertitudes sont traduites par la notation x-y.

La moraine qui occupe le fond de la vallée, de la Suche à l'Ouest du col du Singe, à l'Ouest de la Forge dans le Sud de la feuille, et la petite moraine terminale du bois de l'Emblin, encore plus à l'Ouest, sont à mettre en relation avec une diffluence glaciaire qui a existé lors des glaciations moyennes mais s'est peut-être encore produite au Würm ; compte tenu de l'altitude du col (722 m), celui-ci a peut-être encore été franchi par, la diffluence du glacier de Moselotte—Moselle qui, au Würm, remontait la vallée de la Cleurie jusqu'au Tholy.

C'est surtout dans la vallée de la Vologne, en amont de Laval, et dans la vallée affluente du Neuné que le raccordement des alluvions avec l'une ou l'autre glaciation reste le plus incertain.

Le fond de ces vallées est large, plat, sans étagement ni emboîtement de terrasses. L'épaisseur des alluvions est mal connue, à part une seule estimation (au moins 7 m) à proximité de Beauménil où une exploitation a été entreprise en vue de créer un plan d'eau artificiel ; ces alluvions sont caractérisées par :

- l'abondance des boules de granite à deux micas ainsi que les galets de granites divers, migmatites, leptynites, bien roulés, et la pauvreté relative en sables et fractions fines ;
- la disposition des matériaux en longues couches planes régulières.

En surface, la pente longitudinale régulière et assez forte de Granges à Laval (environ 10 % comme à Noirgueux) correspond au pendage des bancs graveleux. C'est un cône alluvial dont le mode de mise en place et l'âge sont difficiles à définir exactement, tant les observations sont contradictoires.

• **Cône de déjection fluviale récent de la Vologne**, c'est-à-dire au plus tôt tardi-glaciaire, étalé dans une vallée (élargie dans les migmatites et les granites altérés *in situ*, au débouché du défilé resserré du Kertoff (feuille Gérardmer) ; le calibre particulièrement imposant des alluvions s'expliquerait par le remaniement et l'étalement des moraines anciennes observables à Grandes-sur-Vologne et par l'apport de boules et de blocs de granite d'Épinal descendus des versants, où le socle est arénisé.

Le meilleur argument en faveur de cette interprétation réside dans la manière dont se fait le raccord entre ces alluvions et celles de la Moselle : en aval de Laval-sur-Vologne, la plaine alluviale de la Vologne descend régulièrement et vient se raccorder aux alluvions Fz de la Moselle à Jarménil. C'est sans doute la raison pour laquelle les alluvions de la Vologne sont notées alluvions récentes Fz sur la carte Épinal à 1/80 000 (2^e édition).

Il y a cependant deux contradictions :

— les structures sédimentaires sont semblables à celles d'un cône pro-glaciaire, comme à Noirgueux et plus près comme à Corcieux où la disposition est la même qu'à Granges : le cône de Corcieux est prolongé par une nappe alluviale et celle-ci se raccorde au cône de Vologne à Laveline. Il est logique d'associer les deux cônes de Granges et de Corcieux en ce qui concerne l'âge et le mode de mise en place ;

— or, le cône de Corcieux ne peut pas être récent, post-glaciaire, car le Neuné qui prend naissance sous le col de Martimpré n'a pas pu avoir un débit et un bassin versant suffisants pour étaler un cône de cette importance ; cela n'a pu être fait que par les eaux pro-glaciaires d'une branche diffluente du glacier de Vologne franchissant le col de Martimpré.

• **Cône pro-glaciaire :**

— *lié à la glaciation moyenne*, c'est la position chronologique qui serait fixée à celui de Corcieux (âge Riss sur la feuille Gérardmer) à partir de considérations sur l'altération des galets, semblable à celle de la terrasse Fx d'Archettes, et sur la présence d'un limon sableux discontinu et d'esquisses de cryoturbations en surface, etc. A Granges, toutefois, le sol apparaît plus mince et directement développé sur les alluvions grossières. La base de la face externe des moraines terminales des Voids et de Menacaume au Sud-Est de Granges, rattachées aux glaciations moyennes, se raccorde assez mal avec le cône de Granges, par une rupture de pente assez marquée ; mais c'est toutefois une disposition apparen-

tée à celle des moraines et du cône pro-glaciaire de la Moselle à Noirgueux. La difficulté principale réside dans l'absence totale de raccordement entre ce cône et les alluvions Fx qui semblent le prolonger entre Laval et Jarménil d'une part, et les alluvions Fx de la Moselle d'autre part ;

— *lié à la glaciation récente et d'âge Würm*. Entre les Évelines et Granges, la distinction entre alluvions récentes Fz et le cône pro-glaciaire n'est pas évidente et il pourrait aussi bien être admis que ce dernier commence aux Évelines, à la sortie du défilé, et qu'il est en contrebas de la moraine de Menacaume, donc postérieur à celle-ci. Un âge wurmien s'accorderait mieux avec la minceur et le caractère peu évolué du sol à Corcieux et à Granges. Mais la difficulté de raccordement avec les alluvions wurmiennes de la Moselle à Jarménil demeure.

En résumé, il semble préférable de traduire l'incertitude chronologique relative au cône de Granges-sur-Vologne par une notation Jx-y, dans l'attente de travaux complémentaires sur ce problème.

Fx-y. Alluvions liées aux glaciations moyennes ou récentes. Les alluvions qui pourraient prolonger les cônes de Corcieux et de Granges (J x-y) n'apparaissent presque nulle part, sur les versants, au-dessus des alluvions Fz ; elles existent peut-être sous la forme d'alluvions à galets, sous des alluvions récentes Fz qui seraient alors minces et limono-sableuses (cf. ci-dessous Fz à Prey, Biffontaine, etc.). En quelques points seulement de la vallée du Neuné, la morphologie du fond de la vallée suggère la présence d'alluvions Fx-y à côté des alluvions récentes.

Gy, FGy, GLy1, FLY2. Formations glaciaires, fluvio-glaciaires, glacio-lacustres et fluvio-lacustres récentes. La moraine de Noirgueux est un complexe d'accumulation pro-glaciaire du glacier de la Moselle qui barre encore une grande partie de la vallée ; la Moselle l'entaille presque au centre et s'est encaissée dans un verrou de leptynites, ce qui a freiné les déplacements latéraux de la rivière et a contribué à protéger l'accumulation de l'érosion.

Les travaux d'implantation des usines de la zone industrielle de Saint-Nabord et la voie express Remiremont—Épinal ont grandement facilité les observations. Deux restes d'arcs morainiques frontaux (Gy1a, Gy1b) sont presque complètement ennoyés dans un vaste cône pro-glaciaire dont la moitié ouest est bien conservée (lieu-dit la Plaine d'Éloyes) ; deux autres arcs morainiques frontaux (Gy1c, Gy1d), en retrait des précédents, coiffent le cône Jy1 dans l'axe de la vallée ; des boules de granite volumineuses sont emballées dans les alluvions jusqu'à l'extrémité du cône. Ces alluvions, faites d'alternances de bancs sablo-graveleux grossiers et de bancs de galets bien arrondis dont les dimensions décroissent rapidement vers l'aval, sont disposées en longues couches planes inclinées qui donnent au cône sa pente longitudinale ; la variété des faciès pétrographiques y est grande.

Après retrait du glacier, un lac s'est formé derrière le barrage constitué par cette accumulation et les alluvions de la Moselle, venues de la montagne et piégées dans ce lac, ont édifié une vaste accumulation ; le niveau du lac s'est abaissé de quelques mètres (de 408 à 404 m) à la suite d'une lente érosion opérée par l'exutoire. Dévié vers l'Ouest par les apports de la Suche, cet exutoire a façonné une terrasse d'érosion dans la partie moyenne et en aval du cône (Fy₂).

La moraine de Noirgueux a été placée au Würm par tous les auteurs.

Durant cette même période, la vallée de la Cleurie a été empruntée par deux glaciers venant à la rencontre l'un de l'autre. C'est, à l'heure actuelle, la plus satisfaisante des nombreuses interprétations qui ont été proposées en ce qui concerne les modalités de l'englacement et la genèse des dépôts de la vallée de

la Cleurie. Une branche d'fluente du glacier de Moselotte (feuille Remiremont) a remonté la vallée vers l'Est et y a édifié quatre moraines au Tholy, bien conservées, à convexité tournée vers l'amont. Deux autres langues glaciaires venues l'une de Gérardmer et l'autre du Sud par la vallée du Cellet sont descendues à la rencontre du glacier du Tholy, sans pourtant rejoindre ce dernier qui n'est pas remonté au-delà du Rain-Brice, à l'Est du Tholy, alors que les deux autres se sont arrêtées à Bas Beillard. Les trois glaciers ont connu les mêmes pulsations et, à chaque arrêt ou réavancée, ont chacun édifié des moraines frontales (Gy1a, Gy1b, Gy1c, Gy1d) ; durant les deux dernières périodes, donc plus tôt qu'à Noiregueux, un lac s'est formé entre le Rain-Brice et Beillard, retenu par les moraines et le glacier du Tholy ; les eaux du lac s'échappaient vers le Nord par la vallée du Barba en tête de laquelle elles ont creusé le Trou de l'Enfer. Le glacier de Gérardmer et celui du Cellet se terminaient dans ce lac dans lequel ils ont laissé chacun un delta (GLy1), en aval de deux moraines frontales ; cette disposition est particulièrement bien réalisée à l'Ouest du lac de Gérardmer : un forage pratiqué à l'aplomb du vallum interne indique que l'accumulation qui retient le lac a une épaisseur d'environ 54 m, c'est-à-dire que le socle granitique est à 624 m, ce qui est exactement la cote la plus basse du fond du lac. Il n'y a donc pas de surcreusement notable et les eaux du lac sont retenues par ce barrage morainique et fluvio-glaciaire. Le sondage indique également que les blocs de granite sont abondants du haut en bas, qu'il y a des bancs sableux et donc qu'il s'agit d'une moraine épaisse, tantôt hétérométrique, tantôt lavée et stratifiée. Deux cent mètres en aval, sous le vallum externe, à la sablière du Pré Chaussotte en limite est de la feuille, il était autrefois possible d'observer de haut en bas : une moraine à boules de granite d'abord très hétérométrique puis progressivement lavée et un peu stratifiée, épaisse d'une dizaine de mètres ; sous celle-ci, un passage graduel (sur quelques mètres) à des couches subhorizontales de galets et de graviers ce sont les lits supérieurs (*top-set beds*) du delta qui ravinent et reposent sur une épaisse accumulation de sables, légèrement graveleux, disposés en minces lits parallèles très inclinés (20 à 30°) vers l'Ouest, les *fore-set beds* du delta (lits sableux inclinés). Au-delà de l'arc externe, avant l'implantation des sablières, la planéité de la surface du sommet des *top-set beds* était parfaite sur une distance d'environ 1 km jusqu'au lieu-dit le Costet, et sur une largeur de 500 m, d'un versant à l'autre de la vallée. Le lac wurmien qui s'étendait du Pré Chaussotte au Rain-Brice avait une longueur d'environ 5 km, plus du double de l'actuel lac de Gérardmer.

Outre les moraines du Tholy, la langue glaciaire diffuse du glacier de Moselotte a laissé divers vestiges dans la vallée de la Cleurie et en retrait par rapport à ces moraines : parmi les plus importants il s'y trouve une terrasse de *kame* (dépôts juxta-glaciaires) (FGy2) au Sud-Ouest du Tholy, au lieu-dit le Passage, où les sables graveleux juxta-glaciaires sont exploités ; un arc morainique un peu plus en aval, à l'entrée de la Forge, est scindé en deux branches par la Cleurie, une branche nord (les Founettes) avec du matériel essentiellement morainique (Gy2) et une branche sud, en face, beaucoup plus sableuse (FGy2). Un manteau morainique abandonné par ce glacier diffuse couvre les versants de la vallée en aval du Tholy avec la superposition fréquente d'une moraine de surface dite d'ablation, hétérométrique, meuble, lavée, à une moraine de fond plus riche en silts et argiles et souvent compactée et très durcie.

Fy, Jy1. **Alluvions wurmiennes, cône pro-glaciaire de Noiregueux.** Dans la vallée de la Moselle, en aval de Noiregueux, une nappe alluviale entaillée en terrasse (Fy2) se trouve à une dizaine de mètres au-dessus de la plaine alluviale Fz ; cette terrasse est légèrement emboîtée, de quelques mètres, dans le cône pro-glaciaire de Noiregueux (Jy1) ; il est probable que cet emboîtement est pour l'essentiel le résultat d'une érosion consécutive à une incision pratiquée par

l'exutoire du lac qui était retenu derrière le barrage constitué par la moraine de Noirgueux ; le lent abaissement du niveau du lac s'est traduit par une diminution d'altitude du sommet des *top-set beds* (graviers et galets en lits horizontaux), entre Noirgueux et Remiremont (*cf.* feuille Remiremont).

Au-delà d'Éloyes, le cône pro-glaciaire (Jy1) et la terrasse (Fy2) se confondent : à l'entrée de Pouxieux où les alluvions sont exploitées, il ne se décèle pas de superposition d'une nappe Fy2 sur un cône ou une nappe Fy1, malgré la profondeur de la carrière. Donc, depuis le début du Würm jusqu'à la fin, les conditions d'accumulation à l'aval d'Éloyes n'ont guère changé et la nappe Fy de Pouxieux prolonge le cône de Noirgueux.

Un léger talus sépare un niveau d'érosion (Fy3) de la nappe alluviale Fy à Éloyes et à l'aval de Jarménil.

Gy, Jy. **Formations glaciaires et cône pro-glaciaire de la Vologne.** Dans la vallée de la Vologne, en amont de Granges, au lieu-dit les Évelines, une terrasse, à pente longitudinale forte, de quelques mètres d'altitude relative au-dessus de la Vologne, s'allonge, en rive gauche et surtout en rive droite, sur quelques centaines de mètres de long et quelques dizaines de mètres de large ; en amont immédiat de cette terrasse, des amas de blocs et de boules de granites divers suggèrent la présence d'une moraine terminale bien que la forme ne soit pas d'une grande netteté. Il pourrait y avoir, à cet endroit, un complexe terminal de moraines (G) prolongée par un cône (J) en retrait par rapport aux moraines Gx, donc qui pourrait être un complexe d'âge Würm (Gy et Jy).

Fz. **Alluvions de fonds de vallée.** Ont été notées Fz les alluvions situées sous la prairie des plaines alluviales qui constituent le lit majeur des principales rivières : Niche, Moselle, Vologne, Neuné, Cleurie... Ces plaines alluviales sont en continuité topographique d'une vallée à l'autre mais l'épaisseur et le calibre des alluvions ne sont pas partout identiques.

C'est dans la vallée de la Moselle que les épaisseurs sont les plus fortes mais également les plus irrégulières. Les alluvions y remplissent des ombilics de surcreusement glaciaire du fond rocheux, séparés par des verrous dans lesquels la rivière s'encaisse de quelques mètres ; par exemple, il y a près de 50 m d'alluvions juste en aval d'Éloyes, en face du Trou Vauthier, dans une cuvette surcreusée d'une trentaine de mètres par rapport au seuil de grès vosgien du Saut du Brot, entre Archettes et Jarménil. Les dépôts qui combleront ces cuvettes plus bas que le niveau des verrous ne peuvent donc pas être des alluvions très récentes, elles ont commencé à se déposer dès le retrait du glacier, donc à la fin du Würm et avant l'Holocène ; les alluvions très récentes ont quelques mètres d'épaisseur seulement : ce sont des sables à galets de granites et de gneiss bien arrondis, masqués par 20 à 30 cm de limon sableux de décantation des eaux de la Moselle. Actuellement le lit mineur de celle-ci est très légèrement encaissé dans les alluvions mais il a changé de place en plusieurs endroits au cours de l'Holocène. Aux Savrons, en aval d'Archettes, ont été découvertes, sous la prairie, d'anciennes petites cuvettes de décantation renfermant des branches d'arbres enfouies sous 1 m d'alluvions à galets. Ces bois ont été datés de 550 ± 80 BP (Centre de radiogéologie, ENSG, Nancy).

Le long de la vallée, la plaine alluviale actuelle (Fz2) est le plus souvent légèrement emboîtée dans des alluvions formant une très basse terrasse (Fz1), de 1 à 2 m d'altitude relative par rapport à Fz2.

Dans la vallée de la Niche, dans celle du Neuné et dans celle de la Vologne entre Laval et Docelles, la très basse terrasse est absente, les alluvions sont moins épaisses, leur épaisseur plus constante, surtout dans les vallées de la

Vologne et du Neuné qui n'ont pas été englacées et où il n'y a donc pas de surcreusement : à Prey, 1,50 m d'alluvions sableuses reposent sur 8 m de sables et de galets, à Biffontaine (la Scierie), les alluvions sablo-graveleuses ont 12 m d'épaisseur.

Formations tourbeuses. Il existe plusieurs tourbières aux alentours du Tholy, certaines se trouvent sur les plateaux gréseux comme à l'étang de l'Abîme, d'autres dans les vallées, notamment à Beillard. La tourbière de Bas Beillard présente un aspect bombé. La tourbe est pauvre en sels minéraux. Sa structure est granuleuse en surface et gorgée d'eau à environ 70 cm ; elle est très compacte, très foncée et décomposée entre 1,75 et 2,15 mètres.

Les résultats obtenus par datation au ^{14}C s'accordent avec ceux de l'analyse pollinique : la tourbe la plus profonde (2 m) date de $6\,600 \pm 370$ ans avant J.-C., c'est-à-dire que la tourbière s'est développée à partir du début de la période boréale (maximum du pin, bouleau, coudrier, chênaie mixte).

Formations de versant

S. Formation de solifluxion. A Deyvillers, au Sud et dans la boucle du ruisseau Saint-Oger, en 1981, des travaux pour le lotissement ont mis à jour un amas de blocs de grès et de galets de Trias gréseux. Les blocs sont de taille et de nature variées ; les plus gros atteignent au moins un mètre cube : ce sont essentiellement des grès vosgiens conglomératiques ou non dans une matrice sablo-argileuse à galets de quartzite, issus des grès vosgiens ou du Conglomérat principal. Cette formation repose sur les argiles du Muschelkalk, les grès à *Voltzia* et les grès coquilliers. Il faut remonter de plusieurs kilomètres le ruisseau Saint-Oger pour voir apparaître le Conglomérat principal en tête des vallons affluents. L'ensemble de ces matériaux a vraisemblablement été transporté et mis en place par des phénomènes de solifluxion ou des coulées boueuses à une époque assez reculée du Quaternaire. Ils pourraient être plus ou moins contemporains des alluvions Fx de Jeuxey.

De tels dépôts témoignent de l'ampleur des phénomènes de solifluxion qui se sont produits au Quaternaire.

P. Formations de piémont. Au Nord-Est de Bruyères, dans le bassin de Belmont-sur-Buttant et sur les versants de la vallée du Neuné, existe une nette rupture de pente entre les versants gréseux raides surmontés d'une corniche conglomératique et les versants en glacis façonnés dans les argiles permienne. De tels glacis sont également bien développés au pied nord du horst d'Épinal entre Fontenay et Grandvillers ; ils recourent successivement les grès fins à *Voltzia*, les grès fins du Muschelkalk inférieur et les argiles du Muschelkalk moyen.

Ces glacis sont couverts d'épandages sablo-argileux à galets de quartz d'épaisseur variable, eux-mêmes parfois masqués, au pied des versants, par des colluvions plus récentes : ainsi aux Grands Boulays (Ouest de Bruyères) l'épandage à galets, épais de 20 à 50 cm, qui repose sur le grès vosgien, est lui-même recouvert par un limon sablo-argileux de près de 2 m d'épaisseur ; à la Beure (lotissement de la Levraie, au Nord-Ouest de Lépages), l'épandage sablo-argileux, à galets de quartz et de grès mêlés à une arène granitique sur laquelle il repose pour partie, colmate une petite cuvette et une formation tourbeuse masque le tout. Il s'agit de glacis couverts élaborés en climat froid. En effet, à l'Est de Bruyères, vers les Poulières, les épandages passent vers le fond de la

vallée du Neuné à des alluvions anciennes à sables et graviers de grès, de manière progressive, semble-t-il, et il n'est guère possible de tracer de limite sûre entre les épandages P et les alluvions ; il en est de même dans la vallée de la Vologne au Sud de Bruyères. Beaucoup de ces épandages et des alluvions (Fw-x) qui les prolongent sont perchés en terrasse au-dessus du fond de la vallée actuelle. Entre Laval-sur-Vologne et Lépanges, ils paraissent antérieurs à la nappe Fx qui commence à Laval et se poursuit à Lépanges.

Dans la vallée du Neuné et sur les argiles permienes, pour partie au Sud de Belmont-sur-Buttant, les épandages et alluvions sont perchés au-dessus du fond de la vallée actuelle tapissée d'alluvions Fz, holocènes en surface et sans doute wurmiennes en profondeur ; dans ce secteur, il pourrait donc s'agir de formations wurmiennes ou même plus anciennes. Il y aurait ainsi plusieurs générations d'épandages selon les lieux.

E. Éboulis. Les éboulis de pente naturels formés à partir des diverses variétés de roches sont très fréquents surtout sur le socle et les grès. Pour les grès, plus facilement désagrégés par le gel, les éboulis sont relativement rares, les colluvions de pente prédominent ; néanmoins, des éboulis sont fréquents au pied des corniches constituées de grès résistant ou de Conglomérat principal : ce sont des éboulis de gravité simple auxquels s'ajoutent localement des gros blocs préalablement écroulés et glissés sur un versant éventuellement gelé ou couvert de neige durcie (bois de Borémont, bois des Grandes Haies, bois de Tacaumont...).

Sur le socle, les éboulis sont fréquents mais d'étendues peu importantes, d'une part parce qu'ils sont souvent en rapport avec des plans de broyage ou de fracture recoupés par le versant sur une faible distance, d'autre part parce qu'il s'agit d'éboulis périglaciaires tardifs et peu développés. Les éboulis anciens ont disparu, incorporés aux moraines ou recouverts par elles puisque presque toute la zone du socle a été englacée à plusieurs reprises.

Il existe une grande variété dans le calibre des fragments rocheux et dans la morphologie des éboulis. Éboulis de gravité à gros blocs : de leptynite du Bambois en amont de Tendon, de granite du Tholy au bas des Baumes au Sud de Granges-sur-Vologne, de migmatite et de granite de Remiremont dans la vallée de la Vologne en amont des Èvelines... Éboulis « ordonnés » à éclats plus petits disposés en lits, parallèles, alternativement lavés et non lavés par le ruissellement : comme sur le granite fin de Remiremont à la Racine (au Nord-Est du Tholy) et sur les migmatites aux Chapes (Nord-Ouest de Granges-sur-Vologne), etc.

C. Colluvions. La désagrégation du grès laisse sur beaucoup de versants un résidu de sables et de galets de quartz, discontinu, dont l'épaisseur croît vers le bas des pentes, où le profil devient concave ; les plus épaisses et les plus étendues de ces colluvions ont généralement été représentées.

Ces formations s'accumulent au fond des vallons où le ruissellement se concentre et où s'effectue le passage des colluvions aux alluvions. Il y a également une fréquente succession verticale ; au Faing Janel (entre la Tête du Houssot et Tendon) par exemple, des colluvions sableuses à galets portant un sol sableux, le tout d'une épaisseur de 1,2 m, présentent à différents niveaux de petites lentilles de galets issus de grès. Cette succession témoigne d'une poursuite du colluvionnement jusqu'à nos jours, freiné mais non arrêté par la couverture forestière et variant avec le défrichage partiel et l'installation de la prairie.

Des colluvions existent également sur des versants granitiques, notamment au Sud-Est et au Sud-Ouest du bassin permien de Bruyères où le granite d'Épi-

nal est fréquemment arénisé ; certaines arènes ont une teneur en argile assez forte pour avoir favorisé le déclenchement de phénomènes de solifluxion ou de gélifluxion de pente, ayant une action de régularisation et d'adoucissement des versants. Ainsi, à Prey, au Sud-Ouest de Bruyères, à mi-versant, une fouille de fondation a révélé un reste de nappe alluviale Fx en place recouvert par une formation de pente de plus de 1 m d'épaisseur, faite de blocs désordonnés de granite à deux micas, résiduels, emballés dans une arène argileuse. Cette formation probablement gélifluée au Quaternaire froid pourrait être wurmienne.

Formations anthropiques

X. **Terrains remaniés, remblais.** Exception faite des principaux remblais résultant des travaux routiers et de chemin de fer indiqués d'une manière suffisamment claire par le fond topographique IGN, il n'existe pas de formations anthropiques d'extension assez importante pour être représentées sauf les nombreux rejets de carrière sur les versants des vallées de la Cleurie, du Barba, de la Vologne en amont des Granges, généralement confondus avec les éboulis naturels.

Par contre, les principales décharges sont indiquées par un signe particulier.

OCCUPATION DU SOL

SOLS ET VÉGÉTATION

Le climat et le sol sont les principaux facteurs qui régissent la répartition des végétaux.

Sur le territoire couvert par cette carte Bruyères et qui correspond à un secteur du versant lorrain des Vosges, le climat varie avec l'altitude selon un gradient NW—SE. Ce gradient de pluviosité et de température est assez important pour justifier l'existence de plusieurs étages bioclimatiques, qui sont autant de grandes unités de végétation : étage collinéen dans le coin nord-ouest, étage montagnard inférieur à toutes les basses altitudes du massif vosgien, étage montagnard moyen sur la grande majorité des sommets et étage montagnard supérieur dans le coin sud-est dans les environs de Liézey.

Après le climat, le sol (entendu dans un sens large) est le facteur essentiel qui détermine la répartition des végétaux. Localement, quand le climat peut être considéré comme homogène, il peut même être prépondérant. Dans son acceptation étroite, le sol désigne seulement la partie supérieure et vivante du substrat pédologique. Il a une influence sur la végétation par sa profondeur, sa texture, sa structure, sa composition chimique et son régime hydrique. Quand il s'est formé sur place, ses propriétés sont largement dépendantes de la nature physico-chimique du substrat géologique.

Dans le cadre de cette feuille Bruyères, il existe une variété de sols assez grande : sols argileux plus ou moins hydromorphes sur le Muschelkalk du côté de Longchamp ; sols argileux acides dans le bassin permien de Bruyères ; sols acides, pauvres et relativement secs sur les grès et les granites (avec des degrés de richesse chimique très variables selon les types de grès ou de granites) ; sols alluviaux dans les grandes vallées ou le long des ruisseaux ; sols tourbeux enfin en quelques endroits et désignés dans la toponymie sous le nom de *faing*, *faigne* ou *feigne*.

Cette variété de conditions édaphiques, combinées à celle des climats (y compris celle des climats locaux créée par la topographie et le relief), engendre une variété de type de végétation. Enfin il faut ajouter l'action humaine qui a souvent profondément modifié la végétation naturelle.

- **L'étage collinéen** se trouve dans le coin nord-ouest de la carte. Les forêts y sont représentées par une chênaie mixte (à Chêne sessile et Chêne pédonculé) — charmaie où le Hêtre n'est pas rare. On y rencontre aussi le Tilleul à petites feuilles, le Frêne et le Merisier. *Crataegus oxyacantha*, la Canche cespiteuse (*Deschampsia coespitosa*) sont des espèces constantes dans le sous-bois ; *Galium silvaticum* y est fréquent. Il s'agit d'un groupement de l'alliance phytosociologique du *Carpinion*. Le sol est le plus souvent un pèlosol-pseudogley à mull mésotrophe.

Sur les placages de limons plus épais (sol brun lessivé ou sol lessivé) ou sur les grès de basse altitude (sol brun acide), on passe à une hêtraie-chênaie sessiliflore, soit mésoneutrophile à *Carex silvatica*, *Lamium galeobdolon*, *Milium effusum*... (*Lonicero-Fagenion*, *Fagetalia*), soit mésoacidophile à *Luzula albida* et *Deschampsia flexuosa* (*Fago-Quercetum submontanum*, alliance du *Quercion roboripetraeae*).

Le bois dit de la Voivre entre Viménil et Méménil est caractéristique de ces groupements et du passage de l'un à l'autre quand on change de substrat.

- **Le passage à l'étage montagnard inférieur** se marque par l'apparition de *Prenanthes purpurea* environ vers 400 mètres. Cet étage, peu développé plus au Nord, prend une large extension dans la partie ouest (massif forestier de Faîte, d'Épinal, de Tanières, de la Faigne, des Grandes Hayes...). Cependant, il s'agit d'un groupement très semblable au précédent, avec lequel il y a passage progressif. Aussi est-il nécessaire de le considérer comme une sous-association à *Prenanthe pourpré* (*Prenanthesetosum*) du *Fago-Quercetum submontanum*. Le sol est alors un sol brun acide ou un sol lessivé à mull acide ou mull-moder. Dans les zones colluvionnées de bas de pente, on passe au *Melico-Fagetum luzuletosum* (sol brun acide à mull acide).

- **Le passage à l'étage montagnard moyen** est marqué par l'apparition du Sapin (*Albies alba*) à l'état spontané. Au Sapin et au *Prenanthe* se mêlent la Grande Fétuque (*Festuca silvatica*), *Stellaria nemorum*, *Impatiens noli-tangere*, *Senecio fuchsii*... *Sorbus aucuparia* et *Sambucus racemosa* y sont beaucoup plus abondants.

La limite occidentale du Sapin dans ce secteur de la feuille Bruyères est donnée également par la figure 1.

La forêt est naturelle à cet étage, la hêtraie-sapinière transformée le plus souvent en sapinière quasi pure, ou en hêtraie pure comme cela paraît être le cas dans le massif situé entre les vallées de la Moselle et du Barba (bois des Grandes Haies, bois du Jardinél, bois Banis...).

En fonction de la nature du sol (et donc du substrat), un certain nombre de types de sapinières peut être distingué. D'une manière générale les sols développés sur le Grès intermédiaire sont plus argileux et donc plus riches que ceux développés sur le Grès vosgien ou, *a fortiori*, sur le conglomérat. La proportion du Hêtre y est naturellement la plus forte. Sur les roches cristallines, la variété est grande aussi : les sols du massif de Fossard au Sud de la feuille sont beaucoup plus riches que ceux, pourtant tout près, de la région de Tendon ou de Jussarupt. Ainsi se distinguent une sapinière à Myrtille sur sol podzolique à moder-mor (*Vaccinio-Piceetalia*), une sapinière à *Luzula albida* (*Luzulo-*

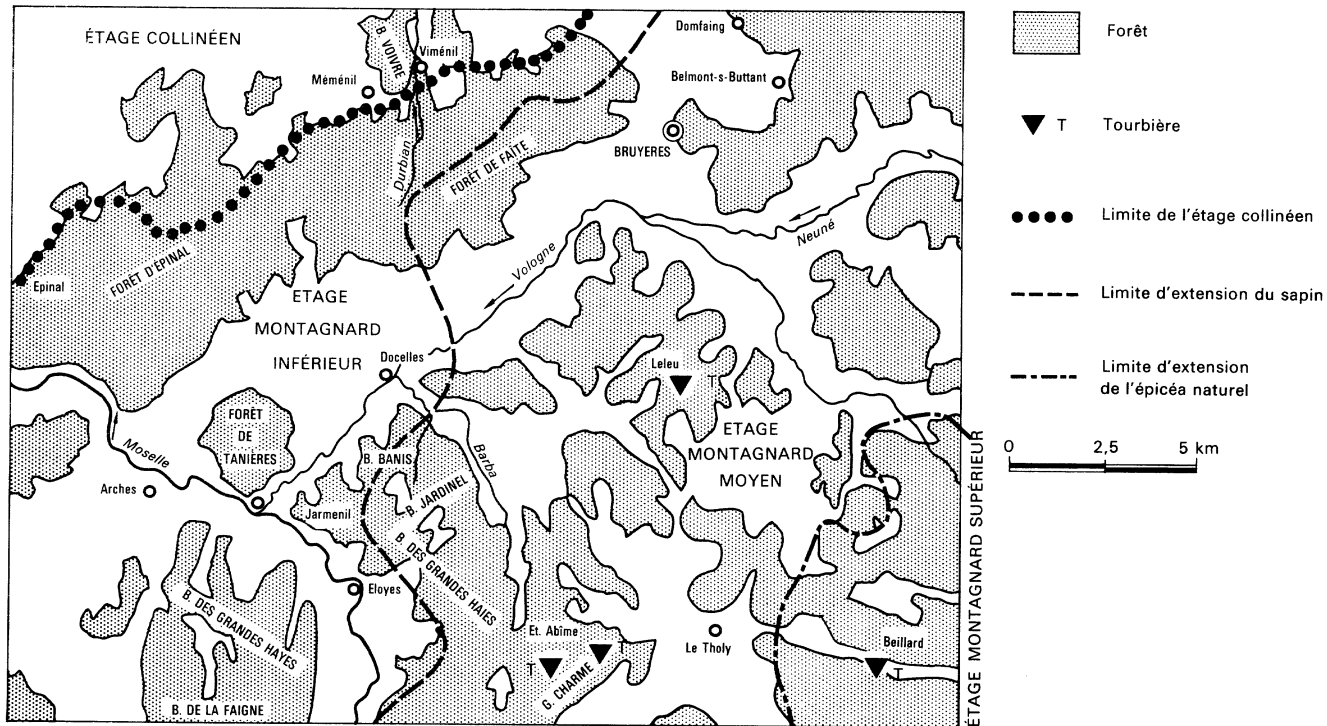


Fig. 1 - Répartition des étages bioclimatiques et végétation forestière

Fagetum, Luzulo-Fagion), une sapinière à Grande Fétuque (*Luzulo-Fagetum festucetosum*) et, sur les sols les plus riches, une sapinière à Mélisque et Mercuriale (*Abieto-Fagetum*).

Toujours à l'étage montagnard moyen, il faut signaler des peuplements naturels de Pin sylvestre aux environs de Bruyères. Il s'agit de futaies régulières pures (ou mélangées d'un peu de Sapins), situées sur des sols très acides et très secs (podzols), au Nord de Bruyères sur les deux versants de la vallée de l'Arentelle et dans les secteurs de Domfaing et de Belmont-sur-Buttant. En sous-bois, se trouve le Sorbier des oiseleurs, la Callune, la Myrtille, la Canche flexueuse, la Molinie et de nombreuses mousses acidophiles comme *Leucobryum glaucum*, *Dicranum scoparium*, *Pleurozium schreberi* et même des Sphaignes.

• **La passage à l'étage montagnard supérieur** se marque par la présence de l'Épicéa à l'état naturel dans la région de Gérardmer. La limite approximative d'extension de cette essence a été indiquée sur la figure 1. L'Épicéa spontané peut se trouver à l'état de peuplements soit purs soit mélangés au Sapin et au Hêtre. Dans le premier cas, il s'agit de pessières tourbeuses (à Myrtille et Sphaignes et Bouleau pubescent) autour des tourbières et le long de certains ruisseaux. Dans le deuxième cas, il s'agit de sapinières à Épicéa où cette dernière espèce est souvent accompagnée par *Dryopteris phegopteris*, *D. linnaeana*, *Aruncus silvestris*, *Dryopteris dilatata*, *Lonicera nigra*, *Polygonatum verticillatum*... avec une certaine variabilité en fonction du type de substrat.

Une mention spéciale doit être faite des zones tourbeuses dénommées *faing* ou *faignes* dans la toponymie. De tels toponymes sont très nombreux entre les vallées de la Moselle et de la Vologne. La plus importante est sans conteste la tourbière de Beillard dans la haute vallée de la Cleurie et qui est en même temps la principale station naturelle de Pin à Crochets des Vosges. Il faut aussi citer la tourbière de Laleu entre Laveline-du-Houx et Jussarupt et les tourbières (sur dalle gréseuse) de la Grande Charme au Nord-Ouest de la Forge.

Enfin, il convient de signaler que la forêt vosgienne a été, dans ce secteur de Bruyères comme dans beaucoup d'autres, rendue très artificielle par la plantation de résineux, Épicéa, Pin sylvestre, Sapin, Douglas essentiellement. La plupart de ces espèces, comme il a été dit, étant aussi spontanées dans certains secteurs de cette carte, il est devenu souvent très difficile sinon impossible de faire actuellement la part du naturel et de l'artificiel. Cet enrésinement se fait de deux manières : soit en forêt, en enrichissement de forêt feuillue peu productive ou ruinée, soit sur des terres abandonnées par l'agriculture. Ce dernier cas est particulièrement net dans les fonds de vallées (comme celle de l'Arentelle) où les près humides autrefois conquis sur l'aulnaie sont maintenant plantés d'Épicéas. Le Pin sylvestre a aussi servi à remettre en valeur des versants sud et secs occupés par des taillis ruinés de Chênes (*rapailles*).

Utilisation du sol

Seule la partie collinéenne sur Muschelkalk a une économie agricole diversifiée. La culture des céréales y tient une place non négligeable bien que les prairies permanentes de pâtures y soient nombreuses.

Dans le massif vosgien, la forêt tient la première place et seules les vallées principales ont encore une activité agricole digne de ce nom. Cependant, du fait du caractère argileux de ses sols, le bassin permien de Bruyères est le plus agricole et les prairies permanentes y dominant, base d'une industrie laitière encore active.

Dans la partie cristalline, un habitat dispersé témoigne d'une activité rurale autrefois intense, mais l'importance des reboisements montre bien qu'il s'agit d'une époque révolue.

Comme dans le reste des Vosges, l'industrie textile de la vallée de la Vologne est en grande difficulté. Seule la vallée de la Moselle connaît une vie industrielle qui, pour être fragile, n'en est pas moins réelle.

Enfin, dans le coin sud-est de la carte, où les hautes Vosges commencent (montagnard supérieur), le tourisme est un apport intéressant à une vie rurale en déclin.

ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE

D'après l'état actuel des recherches, la Préhistoire et la Protohistoire (jusqu'à l'Age du Bronze compris) sont peu représentées sur la feuille Bruyères.

Le Paléolithique inférieur et moyen est caractérisé par de l'outillage en quartzite, dispersé en surface sur les placages de limons ou les lambeaux d'alluvions situés en aval des moraines frontales de la dernière glaciation. Récemment, des travaux routiers ont permis de découvrir, au premier tiers inférieur de la moyenne terrasse Fx de la rive droite de la Moselle, à Archettes, deux paléosols au sein des alluvions dont un avec industrie lithique. Ces paléosols marquent un réchauffement lié à un interstade d'une glaciation moyenne antérieure au Würm. Cette glaciation pourrait être contemporaine du Riss.

Le Néolithique est attesté par de rares découvertes isolées : haches polies, armatures de flèches le long de la vallée de la Moselle et dans le secteur de Bruyères notamment.

Les populations de l'Age du Bronze ne semblent pas avoir occupé plus particulièrement le massif des Vosges, comparativement à l'ensemble de la Lorraine.

En effet, seule une hache en bronze du Bronze moyen est signalée au Tholy.

RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL

Sismicité

Sur une carte à 1/1 000 000 des intensités maximales connues en France, la feuille Bruyères est occupée pour l'essentiel par les intensités VI, du Nord à l'Est, et VII, au Sud-Ouest. Ce n'est qu'à l'extrême Sud-Ouest qu'apparaît l'intensité VIII (*). Cette dernière est due au célèbre séisme de Remiremont (12-05-1682) (**). Cet événement éclipse d'autres séismes, inégalement connus.

Parmi les tremblements de terre anciens, il convient de mettre en relief les suivants :

- 18-01-1757, signalé dans une aire étendue, en particulier à Bruyères et à Champ-le-Duc, et auquel est attribué un mouvement de terrain : « A Bruyères, la terre s'ouvrit au bas du château » (Bibl. Mun. Remiremont, manuscrit 16) ;
- 7-08-1829, signalé de part et d'autre de la feuille, à Saint-Dié, Fraize, Gérardmer, Épinal, etc., mais dont l'épicentre reste inconnu ;

(*) J. Vogt et al. (1981). — Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000. *Mémoire B.R.G.M.*, n° 111.

(**) Ce séisme a fait l'objet d'une monographie par G. Faury in : J. Vogt et al. (1979). Les tremblements de terre en France. *Mémoire B.R.G.M.*, n° 96.

— 29-01-1831, lui aussi signalé de part et d'autre de la feuille, à Gérardmer, Remiremont, etc., avec la même remarque ;

— 12-07-1851, signalé à Corcieux à l'Est, à Épinal et Remiremont à l'Ouest, etc., avec la même remarque.

En raison de la difficulté de localiser les épicentres, fût-ce d'une manière approximative, la plupart de ces séismes n'apparaissent pas sur la carte sismotectonique. En revanche, les séismes du XX^e siècle sont mieux connus, surtout s'ils ont fait l'objet d'enquêtes par le Bureau central sismologique français. A titre d'exemple, notons la crise sismique survenue il y a une dizaine d'années et qui culmine au tremblement de terre du 12-11-1974, avec des épicentres aux confins nord-ouest de la feuille et une intensité maximale de V-VI.

Bien entendu, de nombreux tremblements de terre lointains sont ressentis dans la région, par exemple :

— le séisme du 16-11-1911. A Longchamp, « les poutres... craquaient, les murs furent légèrement secoués... » ;

— le séisme rhénan du 15-07-1980.

Soulignons l'intérêt de la crise sismique de l'hiver 1984-85, dont les événements principaux ont été largement ressentis, avec des épicentres proches de Remiremont, notamment à Éloyes. La surveillance instrumentale locale (Bureau central sismologique français, I.P.G., Strasbourg) a fait connaître avec précision une série de répliques alignées d'une manière remarquable du Nord au Sud, au Nord de Remiremont.

Pour la première fois, il sera possible d'entreprendre une discussion sismotectonique régionale susceptible d'éclairer le séisme de 1682, mal compris jusqu'à maintenant.

Mouvements de terrain

Au cours des siècles, la région connaît une foule d'événements mineurs, glissements et éboulements, dont il reste à faire l'inventaire dans les archives et sur le terrain.

D'une manière exceptionnelle, se produisent cependant de véritables catastrophes complexes à l'échelle géologique.

C'est à deux reprises qu'elles surviennent au troisième tiers du XVIII^e siècle. Le 26-07-1770, le « déluge de la Saint-Anne » n'est pas une simple crue mais s'accompagne d'un glissement entraînant la formation d'un lac de barrage sur la Cleurie, près du Tholy : « une partie de la montagne sablonneuse de Berlin-goutte... s'était éboulée et formait une digue momentanée... » (Thiriât). La rupture de ce barrage provoque un déferlement responsable de la mise en place d'épaisses alluvions : « Le sol fut en bien des places exhaussé de plus de 4 m » (Thiriât). En outre, se multiplient de profondes entailles : à Éloyes les flots dévalant les pentes du Croc et des Cuveaux ouvrirent une énorme tranchée au cœur du village (Club culturel d'Éloyes).

A la suite de pluies prolongées, une deuxième catastrophe se produit le 25-10-1778. Outre une crue mémorable, les mouvements de terrain se multiplient une fois de plus dans les sites fragiles : « dans les régions des Tholy et de la Bresse, des montagnes de sable ne pouvant plus soutenir le poids de l'eau dont elles étaient imprégnées se sont ouvertes, elles ont croulé... » (Abbé Didelot). Il en résulte une fois de plus une prodigieuse charge d'alluvions : « différentes usines... ont été entièrement couvertes par la quantité de sables et de graviers que les courants entraînaient » (Abbé Didelot).

La discussion de l'histoire géologique récente des vallées vosgiennes n'a pas toujours tenu compte de ces apports catastrophiques, de sorte que des confusions avec des formations antérieures ne sont pas exclues. Il est vrai que leur individualisation sur le terrain est malaisée. Encore que le contexte ne soit plus strictement comparable, en particulier en raison de l'évolution de l'utilisation du sol, de telles catastrophes, survenant à des siècles d'intervalle, facilement perdues de vue pour cette raison, sont susceptibles de se reproduire. Ainsi, dans la nuit du 21 au 22 décembre 1982 « des torrents de boue et de pierre » dévalent à nouveau sur Éloyes (Est républicain, 22-12-82).

Aussi le souci de prévention est-il une raison parmi d'autres pour consacrer aux catastrophes de 1770 et de 1778 une analyse détaillée des processus, à plusieurs points de vue : météorologie, hydrologie, mouvements de terrain, alluvionnements...

Géotechnique

Fondations. Excepté sur terrains en pente et/ou sur formations de versant, il ne se pose pas de problème particulier. Il faut signaler, toutefois, l'existence possible, dans les grès d'horizons déconsolidés à faciès vasard qui peuvent être à l'origine de tassements inadmissibles, la présence locale de formations tourbeuses, très compressibles, et le caractère hétérométrique de certaines formations superficielles (fluvio-glaciaire, cônes de déjection) où la présence possible de blocs volumineux peut générer des tassements différentiels et doit être prise en compte dans les travaux de terrassement.

Sur les versants, les formations superficielles, souvent remaniées par solifluxion, ont des épaisseurs et des compositions variables du fait de leur mode de mise en place ; il est nécessaire de définir avec précision leur géométrie et celle du substratum.

Talutage. — La réalisation de talus dans les roches cristallines ne pose pas de problème majeur. A l'inverse, dans les grès, nombre de talus s'avèrent instables à court terme ; des grès en apparence résistants s'altèrent rapidement (un à deux ans) sous l'action du cycle gel—dégel et par hydrolyse. L'évolution est d'autant plus importante que la roche est plus tendre. L'expérience régionale montre qu'une pente maximale de 3/2 ne doit pas être dépassée dans les horizons tendres, ces talus devant être par ailleurs protégés contre l'érosion. Dans les horizons durs, l'adoption de pentes verticales limite l'action des agents d'altération ; il convient toutefois de s'assurer que des processus d'érosion différentielle ne créeront pas des configurations instables.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie

La région couverte par la feuille Bruyères est caractérisée par une pluviométrie abondante dont l'importance est en relation directe avec l'altitude. Ainsi, au Nord-Ouest, en bordure du plateau lorrain, la pluviométrie moyenne annuelle est de 900 mm alors qu'au Sud-Est, sur les reliefs vosgiens, elle dépasse 1 500 mm. Elle correspond à des précipitations essentiellement hivernales (de

novembre à mars) avec, toutefois, des épisodes orageux au cours de l'été (juillet-août).

Hydrologie

La plus grande partie du territoire de la feuille Bruyères appartient au bassin versant de la Moselle dont la Vologne constitue, pour cette région, l'affluent de loin le plus important. Seul l'extrême Nord de la feuille appartient au bassin versant de la Meurthe (naissance de l'Arentèle au Nord de Bruyères).

Deux stations de jaugeage sont en place, gérées par la Circonscription électrique de l'Est :

- à Noiregoux sur la Moselle,
- à Cheniménil sur la Vologne.

Le tableau suivant donne, pour chacune des stations, le débit moyen annuel, le débit spécifique et les débits d'étiage pour des fréquences d'apparition de 0,5, 0,2 et 0,1 (d'après le catalogue des débits mensuels d'étiage—bassin de la Moselle—amont de Frouard—de l'Agence financière de Bassin Rhin-Meuse).

| Rivière | Station . | Débit moyen annuel (m ³ /s) | Débit spécifique (l/s/km ²) | Débits d'étiage (m ³ /s) | | |
|---------|------------|--|---|-------------------------------------|-----------|------------|
| | | | | 1 année/2 | 1 année/5 | 1 année/10 |
| Vologne | Cheniménil | 9,01 | 26,9 | 2,67 | 1,89 | 1,60 |
| Moselle | Noiregoux | 23,2 | 37,4 | 4,1 | 2,43 | 1,82 |

La comparaison des débits d'étiage montre que la réserve du bassin versant de la Vologne est plus importante que celle du bassin versant de la Moselle en amont de Noiregoux (cf. carte Remiremont).

La Moselle et la Vologne présentent une eau de qualité passable à bonne (2—1B). Le Barba affluent de la Vologne présente une eau de qualité excellente (1 A) (d'après la carte de qualité des eaux superficielles AFBRM 1983).

Hydrogéologie

Les principaux aquifères sont :

- les formations gréseuses du Trias inférieur,
- les formations de recouvrement,

et, dans une moindre mesure :

- le substratum cristallin,
- le Muschelkalk calcaire.

Substratum cristallin. — Ce terme englobe toutes les formations cristallines ou cristallophyliennes rencontrées sur cette carte. Présent dans toute la partie sud-est, le substratum cristallin n'a jamais été reconnu par forage, mais il donne naissance à quelques sources de débit supérieur à 10 m³/h. Il n'est donc pas exclu que les zones fracturées ou altérées, en particulier sous recouvrement de grès triasiques ou de matériaux morainiques ou fluvio-glaciaires, puissent constituer des aquifères d'importance non négligeable, le substratum jouant surtout le rôle de drain, le recouvrement celui de magasin.

Muschelkalk calcaire. — Cet aquifère est cité ici pour mémoire car il n'occupe qu'une surface très réduite au Nord-Ouest de la carte. Par analogie avec les régions voisines où il est plus étendu, on peut dire qu'à l'affleurement sa productivité est généralement faible. Il peut cependant fournir des débits intéressants en fond de vallée sous couverture alluviale et dans la zone de mise en charge sous les formations du Keuper. Ces conditions semblent être réunies au Nord de Jeuxey.

Les eaux de cet aquifère sont généralement très minéralisées.

Formations gréseuses du Trias inférieur (Buntsandstein). — Elles sont présentes surtout dans la moitié ouest de la feuille Bruyères ; à l'Est, elles s'amenuisent et ne forment plus que des lambeaux isolés sur le substratum cristallin. La plupart des nombreuses sources inventoriées sur cette carte sont issues de ces formations.

En nappe libre, l'existence de plusieurs lignes de sources de déversement permet de distinguer un aquifère des Couches intermédiaires, un aquifère du Conglomérat principal et un aquifère des grès vosgiens. Les eaux de ces aquifères sont résistantes (15 000 à 40 000 ohm/cm), acides ($5 < \text{pH} < 6,5$), douces ($\text{TH} < 1$), et peu minéralisées (30 à 50 mg/l). Elles sont agressives et nécessitent une neutralisation avant distribution.

Les rares forages exploitant cet aquifère (340.1.3 et 33) donnent un débit spécifique de $1 \text{ m}^3/\text{h/m}$ environ.

Vers le Nord-Ouest les nappes se mettent en charge par ennoyage des formations du Trias inférieur qui ne forment plus alors qu'un seul aquifère. En fond de vallée sous couverture alluviale, le Conglomérat principal peut donner des débits très importants.

Formations de recouvrement. — Ce terme regroupe l'ensemble des formations superficielles. Celles-ci sont présentes sur toute la feuille Bruyères, principalement au Sud-Est et au Sud-Ouest. Leur origine est très variable et elles constituent des aquifères de surfaces morcelés sur les versants ou les plateaux, plus continus dans les fonds de vallée. Leurs caractéristiques hydrodynamiques dépendent essentiellement de leur épaisseur et de leur granulométrie. Ainsi les dépôts glaciaires de versants ou de plateaux sont généralement peu perméables alors que les alluvions fluvio-glaciaires (*sensu lato*) des vallées constituent souvent de bons aquifères.

A noter l'existence d'un grand cône de déjection pro-glaciaire dans la vallée de la Vologne et de son affluent la Neuné en amont de Laval-sur-Vologne. A Beauménil, le débit spécifique d'un ouvrage réalisé dans ces formations fluvio-glaciaires est de $25 \text{ m}^3/\text{h/m}$.

Dans la vallée de la Cleurie, en amont du Tholy, les ouvrages captant les formations fluvio-glaciaires ont des débits spécifiques de 3 à $6 \text{ m}^3/\text{h/m}$.

Le remplissage alluvial de la vallée de la Niche constitue un aquifère de très bonne productivité, sans doute alimenté par les grès vosgiens sous-jacents. Le débit spécifique est de l'ordre de $20 \text{ m}^3/\text{h/m}$ à Aneuménil et les forages de la papeterie de la Garde de Dieu permettent d'exhauser des débits de 40 à $280 \text{ m}^3/\text{h}$.

Les alluvions de la Moselle ne sont exploitées qu'à l'aval d'Arches pour l'A.E.P. d'Épinal. Elles reposent sur des granites et leur productivité est faible (débit spécifique $3 \text{ m}^3/\text{h/m}$).

Les eaux issues de ces formations de recouvrement sont peu minéralisées (6 000 à 20 000 ohm/cm), douces ($1,5$ à 3 °F) et acides ($\text{pH} = 5,9$ à $6,6$). Elles sont agressives et, comme les eaux issues des grès du Buntsandstein et du socle cristallin, elles nécessitent une neutralisation avant distribution.

Alimentation en eau des collectivités. — Toutes les communes de la carte Bruyères, à l'exception de Laveline-devant-Bruyères et d'Arches, sont alimentées à partir de sources. Laveline-devant-Bruyères est alimentée à partir d'un puits dans les alluvions de la Vologne et Arches (*pro parte*) à partir d'un forage dans les alluvions de la Niche. Épinal possède un champ captant dans les alluvions de la Moselle en aval d'Arches.

Lors de l'inventaire réalisé en 1968 par le Laboratoire d'Hydrologie de l'E.N.S.G., 105 points d'eau ont été recensés.

RESSOURCES MINÉRALES

L'exploitation de divers matériaux de construction a connu autrefois un développement considérable, elle est maintenant en régression, exception faite des sables et graviers.

L'industrie de la pierre employait autrefois une importante main-d'œuvre spécialisée tant pour son exploitation que pour son façonnement et son utilisation. Cette industrie est maintenant en pleine récession, malgré le maintien d'une production notable de pierres ornementales surtout funéraires ; pourtant, les ressources sont importantes.

Les calcaires du Muschelkalk supérieur ont localement été utilisés comme moellons ou pour l'empierrement des chemins.

Les argiles bariolées du Muschelkalk moyen alimentaient de nombreuses tuileries à Deyvillers, Aydoilles et Grandvillers.

Les grès du Buntsandstein étaient intensivement exploités pour les besoins locaux de la construction, en particulier comme pierre de taille.

Granites. Divers granites furent longtemps exploités aussi bien pour la voirie que comme pierre à bâtir ou ornementale. Leur utilisation est actuellement limitée à l'ornementation.

Le granite de Remiremont a connu une intense exploitation pour la fabrication de pavés et de bordures de trottoir, en particulier dans la vallée de la Cleurie où il existait d'énormes carrières maintenant presque toutes abandonnées à l'exception d'une exploitation au Costet (Ouest du lac de Gérardmer). Ce granite était aussi utilisé pour l'empierrement.

Le granite du Tholy est encore exploité au Sud de la Racine pour l'industrie de la pierre ornementale, en particulier funéraire.

Sables et graviers. Les dépôts alluvionnaires au sens large, glaciaires, fluvioglaciaires, lacustres constituent d'importantes ressources en sable et gravier qui supplangent maintenant les produits concassés aussi bien pour la voirie que pour le bâtiment. Les importants dépôts situés dans la haute vallée de la Cleurie sont intensivement exploités depuis de nombreuses années, en particulier à Housseramont.

Formations de versants, éboulis. D'importantes accumulations de matériaux résultant de la désagrégation des roches par le gel sont localement utilisées pour l'empierrement des chemins forestiers ou comme remblais.

Tourbes. Il existe un certain nombre de tourbières, notamment aux alentours du Tholy, soit sur les plateaux gréseux (étang de l'Abîme ou la Bime) soit au

fond de la vallée de la Cleury (Beillard). La tourbe a été exploitée comme combustible en particulier durant la dernière guerre mondiale. La tourbière de Beillard proprement dit est classée en raison de ses associations végétales. La tourbe brune, épaisse de 5 m et plus, y est très pure (teneur en cendre inférieure à 0,7 %).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Vosges—Alsace*, par J.-P. von Eller, 2^e édition, 1984, Masson, Paris :

— *itinéraire 19 b* : de Gérardmer à Remiremont.

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

Nombre de publications citées fournissent des listes bibliographiques détaillées

BONHOMME M. (1946) — 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^e congrès des stés savantes, Strasbourg, t. II, p. 339-340.

BONHOMME M., 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.

BONNEAU M. et al. (1979) - Carte pédologique au 1/100 000. Feuille n° Q9 : Saint-Dié. Édition de l'INRA, 1979, ISBN 2-85340-082-4.

DARMOIS M., DEZERT B., FLAGEOLLET J.-C. (1976) - Livret-guide excursion Vosges méridionales. Journées géographiques, Nancy. Département des sciences géographiques, université de Nancy II.

DURAND M. (1978) — Paléocourants et reconstitutions paléogéographiques. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales. Thèse 3^e cycle, université Nancy I, *Sciences de la Terre*, t. 22, n° 4.

ELLER J.-P. von, FLUCK P., HAMEURT J., RUHLAND M. (1972) - Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. géol.*, bull. 25, I, p. 3-19, Strasbourg.

FLAGEOLLET J.-C. (1984) — La terrasse wurmienne à l'aval de la Moraine de Noiregoux entre Remiremont et Épinal (Vosges) : signification dynamique et conditions paléo-climatiques. *Bull. AFEQ*, 1-23.

- FLAGEOLLET J.-C. (1984) — Cent cinquante ans de recherches sur le glacier vosgien. Historique des idées et état de la question. Mélanges A. Journaux. Département géologie, université de Caen, 1 carte h.-t., bibl.
- 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 dpl. h.-t., 3 ph. h.-t., bibl.
- FLAGEOLLET J.-C, HAMEURT J. (1974) - Excursions sur le glacier vosgien. Livret-guide. 2^e réunion annuelle des Sci. de la Terre, Pont-à-Mousson.
- FLUCK P., WEILL R., WINNEAVER W. (1975) - Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 87.
- FLUCK P. (1980) — Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'étude de la chaîne varisque. Thèse, université Strasbourg.
- GARDET G. (1965) — Préglaciaire, glaciaire et fluvio-glaciaire de la feuille Épinal au 1/80 000, n° 85, révision (note inédite). ..
- GUILLAUME Ch. (1982) — Les gisements du Paléolithique inférieur et moyen en Lorraine. *Bull. AFEQ*, 2-3.
- GUILLET B. (1965) — La méthode de datation par le carbone 14. Application à la détermination de l'âge de la tourbière du Beillard. Thèse doct. 3^e cycle, Fac. Sc. Nancy.
- HAESSLER H., HOANG-TRONG P. (1985) — La crise sismique de Remiremont (Vosges) du 2 décembre 1984. Implications tectoniques régionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 11 février 1985.
- HAMEURT J. (1967) — 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. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, n° 3-4, p. 246-251, 4 fig., 4 tbl.
- HATT J.-P. (1937) — Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Nord-Est de la France. *Bull. Serv. géol. Als. Lorr.*, t. 4, p. 1-79, 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'émul. Vosges*, IV, p. 91-112, Épinal.
- MILLOTTE J.-P. (1985) — Carte archéologique de la Lorraine. Ed. des Belles Lettres, Paris.

- NOIRE J.-L. (1967) — Contribution à l'étude géologique de la région de Bruyères. DES, Nancy.
- 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.
- PERRIAUX J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. A/s. Lorr.*, n° 18, Strasbourg.
- SALOME A.-L. (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.
- SERET G. (1966) — Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de Géogr.*, 90^e ann., fasc. 2-3, 577 p., Bruxelles.
- SERET G. (1984) — Some aspects of glaciations in the « Vosges lorraines ». Colloque INQUA, Besançon, sept. 84, Stratigraphic commission, livret guide.
- TIMBAL J. (1979) - Notice détaillée des feuilles lorraines (n° 18 Metz et n° 27 Nancy) de la carte de la végétation de la France au 1 /200 000. C.N.R.S. édit., 1979 (S.C.V.), Toulouse.
- TIMBAL J. et JACAMON M. (1975) — Carte de la végétation de la France au 1/200 000. Feuille n° 27, Nancy, C.N.R.S. édit. (S.C.F.), Toulouse.
- VAN VLIET B., FLAGEOLLET J.-C. (1981) - Traces d'activité périglaciaire dans les Vosges moyennes. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 28, Lodz' 1981, p. 209-219.
- VASKOU Ph. (1981) — Apport de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noircœur et Toul. Thèse 3^e cycle, univ. Nancy I.
- VELAIN Ch. (1885) — Le Permien dans la région des Vosges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XIII, p. 536-564.
- WOILLARD G. (1974) — Recherches sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. Thèse doc. univ. cathol. Louvain, 126 p.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

- Feuille *Épinal* : 1^{re} édition (1892) par Ch. Velain.
2^e édition (1939) par P. Fallot et collaborateurs.
3^e édition (1969) par G. Minoux et J. Perriaux.
- Feuille *Mirecourt* : 1^{re} édition (1883) par G. Rolland.
2^e édition (1936) par G. Corroy.
3^e édition (1965) par G. Minoux et V. Stchépinsky.

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

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

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Strasbourg* (1982), coordination par J. Méloux.

Autres documents utilisés

Archives et documents inédits du B.R.G.M., de l'Agence financière de Bassin Rhin-Meuse, du Centre d'Études techniques de l'Est, de l'École nationale supérieure de Géologie, ainsi que des Ministères de l'agriculture et de l'équipement.

DOCUMENTATION CONSULTABLE

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 soit au S.G.R. Lorraine, 1, rue du Parc de Brabois, 54500 Vandœuvre, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Généralités et coordination : Pierre Louis VINCENT, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Cadre géomorphologique : Jean-Claude FLAGEOLLET, maître-assistant à l'Université de Nancy I.

Formations cristallines et cristallophylliennes : Pierre Louis VINCENT, d'après les travaux de J. HAMEURT, professeur à l'Université de Rennes.

Formations primaires et secondaires : M. DURAND, maître-assistant à l'Université de Nancy I.

Formations superficielles : Jean-Claude FLAGEOLLET et Pierre Louis VINCENT.

Hydrogéologie : Michel ALLEMMOZ, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Autres Ressources minérales : Pierre Louis VINCENT.

Séismicité : Jean VOGT, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Mouvements de terrain : Jean VOGT.

Génie civil : Jean DELAUNAY, ingénieur au B.R.G.M.

Préhistoire : Christine GUILLAUME, conservateur des Antiquités préhistoriques de Lorraine.

Sol et végétation : Jean TIMBAL, chargé de recherches au Centre national de Recherches forestières.