



## CIREY- -SUR-VEZOUZE

La carte géologique à 1/50 000  
CIREY-S-VEZOUZE est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : LUNÉVILLE (N° 70)  
à l'est : STRASBOURG (N° 71)

|               |                        |          |
|---------------|------------------------|----------|
| Parroy        | Sarrebourg             | Saverne  |
| Lunéville     | CIREY-<br>-SUR-VEZOUZE | Molsheim |
| Rambervillers | S-Die                  | Sélestat |

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

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# CIREY- -SUR-VEZOUZE

XXXVI-16

*Massif du Donon  
et vallée de la Plaine*

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



## NOTICE EXPLICATIVE

### SOMMAIRE

|  |    |
|--|----|
| INTRODUCTION .....   | 3  |
| <i>CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE</i> .....  | 3  |
| <i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> .....  | 3  |
| <i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i> .....   | 4  |
| DESCRIPTION DES TERRAINS .....   | 5  |
| <i>FORMATIONS GRANITIQUES</i> .....  | 5  |
| <i>ROCHES FILONIENNES</i> .....  | 6  |
| <i>DÉVONIEN</i> .....  | 7  |
| <i>Formations sédimentaires</i> .....  | 7  |
| <i>Massif volcanique de Schirmeck</i> .....  | 8  |
| <i>CARBONIFÈRE</i> .....   | 13 |
| <i>PERMIEN</i> .....   | 13 |
| <i>TRIAS</i> .....   | 17 |
| <i>FORMATIONS SUPERFICIELLES — QUATERNAIRE</i> .....   | 25 |
| PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES .....   | 31 |
| <i>MÉTAMORPHISME</i> .....   | 31 |
| <i>TECTONIQUE</i> .....  | 32 |
| <i>GÉOPHYSIQUE — DONNÉES SUR LE MAGNÉTISME</i> .....   | 33 |
| OCCUPATION DU SOL .....  | 33 |
| <i>SOLS ET VÉGÉTATION</i> .....  | 33 |
| <i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i> .....  | 35 |
| <i>DONNÉES GÉOTECHNIQUES</i> .....   | 35 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....  | 36 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> .....   | 36 |
| <i>SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES</i> .....  | 38 |
| <i>GÎTES MINÉRAUX</i> .....  | 39 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....   | 40 |
| <i>SITES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i> .....  | 40 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....   | 41 |
| <i>CARTES ET NOTICES UTILISÉES</i> .....   | 46 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> .....   | 46 |
| AUTEURS DE LA NOTICE .....   | 47 |
| ANNEXE : <i>TABLEAU I</i> . — Analyses chimiques de roches paléovolcaniques<br>d'âge permien et dévonien ..... | 48 |

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

Pour la partie lorraine de la feuille, les documents préexistants, à part quelques études sur des points particuliers, se résumaient aux cartes à l'échelle de 1/80 000. Une campagne de levés systématiques a été effectuée à une maille adaptée à l'échelle de 1/50 000.

Pour la partie alsacienne de la feuille et la vallée de la Plaine en amont de Raon-sur-Plaine où affleurent des formations du socle d'âge dévonien, le Service géologique allemand d'Alsace-Lorraine (Geologische Landesanstalt von Elsass-Lothringen) avait effectué entre 1870 et 1914, des levés à l'échelle de 1/25 000. Ces travaux, remarquables pour l'époque, n'avaient cependant pas permis d'établir la structure de la région et de comprendre son évolution pétrogénétique. T. Juteau dans le cadre d'une thèse de 3<sup>e</sup> cycle a repris avec succès l'étude de cette région dans le but de comprendre cette dernière. La présente carte a également bénéficié des travaux de J.-G. Blanalt sur la feuille Molsheim qui a réussi à découvrir les traits essentiels de la paléogéographie du Dévonien moyen et supérieur de la région. Dans l'avenir, des progrès pourront encore être attendus d'une étude structurale très détaillée, si la maille d'affleurement le permet. Les formations permienues ont été examinées par J. Hollinger, dans le cadre d'une thèse sur la stratigraphie, la sédimentologie et la paléogéographie du Permien des Vosges du Nord. M. Durand a effectué des levés complémentaires sur le secteur du Donon : en particulier les hautes vallées de la Plaine et de la Sarre.

L'étude des formations superficielles a été conduite plus dans le but d'un inventaire des différentes formations et de la compréhension de leur géométrie et de leur genèse que d'un lever systématique. Seules les formations glaciaires et les formations alluviales ont été recherchées de façon aussi exhaustive que possible. L'étude de M. Darmois-Théobald (1972) et la morphologie ont été des guides précieux pour la recherche des dépôts glaciaires. Une courte campagne de sondages à la tarière a permis de reconnaître la nature de formations superficielles recouvrant des assises du Muschelkalk.

Cette carte a été levée sous la direction scientifique de Georges Rocci, professeur à l'université de Nancy I.

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situé à cheval sur les départements de la Meurthe-et-Moselle, des Vosges et du Bas-Rhin, le territoire couvert par la feuille comprend trois domaines géographiques bien différenciés :

- au Sud-Est, une partie du val de Bruche,
- au centre, au Nord-Est et au Sud, une partie importante des Vosges gréseuses,
- au Nord-Ouest, la marge orientale du plateau lorrain.

● **Le domaine sud-oriental** correspond à un pays de collines couvert d'une mosaïque de bois et de prairies. Ces collines sont modelées dans des formations paléozoïques, granitiques, sédimentaires et surtout volcaniques du socle vosgien. Ces formations sont souvent désignées dans leur ensemble sous le vocable de *Dévono-Dinantien du massif de la Bruche*.

● **Les Vosges gréseuses** correspondent à la large zone d'affleurement des grès vosgiens. Profondément disséquée par le réseau hydrographique, cette région présente un aspect montagneux et une couverture forestière presque continue qui lui donne son cachet typiquement vosgien. L'entablement des grès vosgiens se termine à l'Est par une cuesta indentée et escarpée avec quelques buttes-témoins dont la plus apparente est celle du Donon, point culminant de la feuille (1 008 m).

● **Au Nord-Ouest**, le pendage général des couches dans cette direction étant supérieur à la pente moyenne du profil topographique, les formations gréseuses s'annoient sous les formations détritiques fines puis argileuses et calcaires du Muschelkalk. La présence d'une fraction carbonatée plus ou moins importante dans ces formations et l'adoucissement du relief donnent à cette région une vocation agricole. L'opposition entre la zone déprimée modelée dans les formations riches en argile du Muschelkalk moyen (Pexonne, Montreux, Barbas) et la cuesta du Muschelkalk supérieur, riche en formations calcaires, donne au paysage une certaine ordonnance. Cette cuesta forme le rebord oriental du plateau lorrain.

Le réseau hydrographique est complexe. Au Sud-Est, la vallée de la Bruche et le cours de ses affluents ont le tracé capricieux des rivières qui ont creusé leur lit dans la mosaïque complexe des vieux socles hercyniens. Dans l'ensemble, ces cours d'eau suivent, en ligne droite, ou en ligne brisée, les principales directions de fracturation ou une composante de deux d'entre elles.

Dans la moitié nord-ouest de la feuille, le réseau hydrographique est dans l'ensemble conséquent. Citons du Nord-Est au Sud-Ouest les vallées de la Sarre rouge et de la Sarre blanche, la haute vallée de la Vezouze, affluent de la Meurthe et les vallées de rivières plus modestes : celles du Vacon, de la Brême, de la Blette et du Verduron, tributaires de la Vezouze.

Au centre, à la faveur d'une fracturation orientée SW—NE, les vallées de la Plaine et du Rabodeau rompent l'ordonnance simple des Vosges gréseuses lorraines, par leurs longues entailles plus ou moins subséquentes.

#### HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par la feuille Cirey-sur-Vezouze appartient au domaine des Vosges hercyniennes du Nord caractérisé par la présence de formations briovériennes épimétamorphiques (schistes de Villé, feuille Sélestat), de formations sédimentaires siluriennes, dévoniennes et dinantiennes peu ou pas métamorphiques et le magmatisme original du massif du Champ-du-Feu. Au Dévonien moyen, âge des terrains les plus anciens connus dans le cadre de la feuille, la région se situait vraisemblablement en bordure méridionale d'un bassin à caractère géosynclinal : là, une sédimentation détritique fine était fréquemment interrompue ou remplacée par des coulées et brèches d'explosions volcaniques acides ou basiques, à caractères ophiolitiques, des dépôts conglomératiques côtiers ou encore des dépôts de calcaires récifaux. Les manifestations volcaniques paraissent s'achever au début du Dévonien supérieur. Des intrusions acides et basiques leur succèdent. Le Tournaisien est inconnu, fait interprété comme la manifestation d'une phase précoce de l'orogénèse hercynienne : la phase bretonne. Le magmatisme du Champ-du-Feu a peut-être débuté lors de cette phase (mise en place des diorites de Neuntelstein?). La phase tectonique hercynienne majeure se place ici, comme dans les Vosges du Sud, après le dépôt des schistes du Viséen. C'est une période de compression intense avec formation de plis serrés qui est à l'origine de l'érection de la « Cordillère sudète ». A cette phase de plissement est plus ou moins lié un léger métamorphisme régional de type Abukuma qui a provoqué un réajustement isotopique des formations dévoniennes (L. Prévôt, 1969 : — 333 ± 13 M.A.). Ensuite, le nouvel orogène a subi une tectonique cassante accompagnée, dans le massif du Champ-du-Feu, d'intrusions granitiques (granodiorite de Natzwiller, granite acide hypovolcanique du Kagenfels). Les reliefs sont attaqués par l'érosion et leurs produits de désagrégation s'accumulent dans des dépressions. Celles-ci prennent de l'ampleur au cours du Permien : bassin de Saint-Dié, puis bassin de Raon-sur-Plaine et du Nideck. Dans la haute vallée de la Plaine une discordance angulaire paraît avoir un caractère local. Elle est suivie par des venues volcaniques rhyolitiques. A l'aube du Trias, ces différents bassins communiquent et l'ensemble paraît s'ouvrir vers le Nord.

Au Buntsandstein moyen, le domaine actuel des Vosges, de la Lorraine et de l'Alsace est occupé par une basse plaine subhorizontale où des rivières déposent des sables rouges et par moments des galets. Ultérieurement cimentés, ces sables constitueront le Grès vosgien. La formation du conglomérat principal est liée à une augmentation de la compétence des rivières (reprise d'érosion ou changement de climat). A la fin du Buntsandstein et au Muschelkalk inférieur les eaux marines de la cuvette germanique envahissent la basse plaine « lorraine », la ligne de rivage dépassant de 20 à 30 km environ la limite occidentale de la feuille Cirey-sur-Vezouze. La vaste plate-forme épicontinentale ainsi formée est le siège d'une sédimentation détritique fine remplacée progressivement par une sédimentation carbonatée en fin de période. Au Muschelkalk moyen, après un épisode de sédimentation argileuse rouge, le domaine lorrain est le siège de dépôts évaporitiques : gypse, anhydrite, sel gemme. La sédimentation marine carbonatée reprend au Muschelkalk supérieur. Ensuite l'histoire sédimentaire du domaine lorrain au Trias supérieur et au Jurassique n'intéresse plus guère le cadre de la feuille, les dépôts de cet âge ayant été complètement érodés. Comme tout le domaine lorrain, la région émerge définitivement à la fin du Jurassique. Son évolution au cours du Crétacé est totalement inconnue. Au cours du Tertiaire, les événements majeurs qui intéressent le domaine vosgien et ses bordures sont la formation du Fossé rhénan et l'individualisation du horst vosgien. Dans la région qui nous intéresse, ces événements se marquent par une reprise de l'activité tectonique avec le jeu de failles anciennes et peut-être la formation de nouveaux accidents. En l'absence de dépôts tertiaires, il n'est pas possible de préciser l'âge de ces jeux tectoniques. Au cours de sa lente surélévation au cours du Tertiaire, le horst vosgien est profondément érodé. Finalement les grès vosgiens et même le socle hercynien dans le domaine des hautes Vosges sont mis à nu. Des observations sur la bordure orientale et méridionale du massif montrent que la surélévation du horst vosgien s'est poursuivie au cours du Quaternaire.

Les périodes froides du Quaternaire ont marqué la région par la formation de quelques petits cirques glaciaires et dépôts morainiques, très localisés, mais surtout par une intense cryoclastie des roches cohérentes et une gélifluxion (solifluxion) généralisée à tous les versants, même à faible pente. Le climat froid a favorisé l'incision du massif en vallées profondes. Les processus d'altération et de pédogénèse, très actifs au cours du Tertiaire, se sont encore exercés pendant les périodes tempérées du Quaternaire. L'époque actuelle est caractérisée par une reprise d'érosion dans bien des vallées, liée à la destruction du couvert végétal et à des terrassements de plus en plus nombreux sur des versants qui étaient à peu près stabilisés.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS GRANITQUES

L'angle sud-est de la feuille recoupe le bord nord-ouest du massif granitique du Champ-du-Feu. Ce massif a été cartographié et étudié dans son ensemble par J.-P. von Eller (1965, pour la partie septentrionale; les autres travaux sont mentionnés et résumés dans les notices des cartes à 1/50 000 Molsheim, Sélestat et Saint-Dié). Le massif du Champ-du-Feu présente la particularité d'être différencié lithologiquement selon neuf bandes d'orientation SW—NE, larges de 1 à 3 km. Seules les trois bandes les plus septentrionales sont représentées sur la carte :

- les diorites porphyriques à hornblende de type Muckenbach ( $\rho\gamma^3$ ),
- le granite de Fouday—Grendelbruch ( $\gamma^3$ ),
- le granite à enclaves de Waldersbach ( $e\gamma^{3-4}$ ).

Le granite de Fouday et les diorites de Muckenbach recourent et métamorphisent des sédiments d'âge dévonien moyen à viséen. Ces roches se sont donc mises en place, au plus tôt, au cours du Viséen. Les indications mentionnées ci-dessous sont empruntées au travail de J.-P. von Eller (1965).

$\gamma^{3,4}$ . **Granite à enclaves de Waldersbach.** Synonyme : *granite de la Serva*. C'est un granite monzonitique caractérisé par sa richesse en enclaves basiques (diorites, lamprophyres, diabases). Les affleurements de référence se situent sur les pentes de la Schleiff au Sud-Est de Wildersbach et sur le flanc occidental du Schwarzkopf dans la forêt de Rosheim, tous deux sur la feuille à 1/50 000 Molsheim.

$\gamma^3$ . **Granite de Fouday—Grendelbruch.** Ce granite présente des faciès relativement variés. Le type moyen est intermédiaire entre les granites monzonitiques et les granodiorites. L'affleurement type est l'ancienne carrière de Barembach ( $x = 963,050$ ;  $y = 1096,875$ ) sur la feuille à 1/50 000 Molsheim.

$\rho^{\eta^3}$ . **Diorites porphyriques à hornblende de type Muckenbach.** Ces roches forment de petits massifs de forme irrégulière contre le granite de Fouday—Grendelbruch. Au Nord, elles paraissent pénétrer les formations du Dévonien moyen, tandis qu'à Grendelbruch (feuille Molsheim) des îlots de diorite sont entièrement entourés par le granite de Fouday—Grendelbruch. Le faciès de ces roches est très hétérogène et leur grain est très variable. Des descriptions détaillées figurent dans le mémoire de H. Bücking (1918-1920). Les affleurements de référence se trouvent sur le territoire de la feuille Molsheim, dans la carrière abandonnée du vallon, sur le chemin forestier du Bruchberg à Grendelbruch et au rocher du Cosaque, au Sud de Rothau.

#### ROCHES FILONIENNES

Les formations dévoniennes sont recoupées par un champ filonien relativement dense, surtout dans l'angle sud-est de la feuille. Dans son mémoire (H. Bücking, 1918-1920) distingue : des *granophyr* (granites porphyroïdes acides et rhyolites), des *diorit-porphyr* (microdiorites et andésites), des *syenit-porphyr* (microsyénites) et des lamprophyres, aplites et pegmatites. La reprise de l'étude de ce champ filonien eût été un travail considérable, sortant du cadre actuel de la cartographie à 1/50 000. Nous nous sommes donc contentés de reprendre les minutes de H. Bücking (inédit).

Ces roches filoniennes appartiennent aux manifestations tardives du magmatisme du Champ-du-Feu. Il est probable que l'ordre de mise en place soit la classique succession microdiorite—microsyénite—microgranite acide—aplites—lamprophyres. Ces roches se sont mises en place dans un réseau de fractures avec des directions privilégiées : direction SE—NW au Nord d'une ligne Salm—Albet ; direction NE—SW au Sud de cette ligne.

$\mu^{\eta}$ . **Microdiorites.** L'entaille de la Bruche en aval de Fouday recoupe de nombreux filons de microdiorite de faible importance. Ce sont des roches gris clair à phénocristaux de plagioclases blancs zonés plus ou moins riches en hornblende verte. Elles contiennent aussi souvent de la biotite et du quartz. La structure de ces roches est généralement porphyrique ; certaines ont un faciès d'andésite. Leur composition chimique est voisine de celle des diorites de Muckenbach ( $\rho^{\eta^3}$ ). Selon J.-P. von Eller (1965), il pourrait s'agir de venues filoniennes postérieures à la genèse du granite à enclaves de Waldersbach mais antérieures à celle du granite de Fouday—Grendelbruch.

$\mu^{\gamma}$ . **Microgranites porphyroïdes non différenciés.** Nous avons été obligés de regrouper tous les filons granitiques au sens large, figurés sous la même teinte dans les minutes de H. Bücking (notations partielles, notations différentes sur la carte et la légende).

Les *syenit-porphyr*, en petits filons, paraissent surtout représentées aux alentours de Pont-des-Bas. Les microgranites à chimisme granodioritique (cortège filonien du granite de Natzwiller, feuille Molsheim) sont certainement très peu représentés sur la feuille. La plupart des filons notés  $\mu\gamma$  et les plus importants d'entre eux appartiennent au cortège filonien du granite du Kagenfels (feuille Molsheim), granite acide hyperalcalin à structure miarolitique très caractéristique. Ses faciès de bordure et son cortège filonien montrent essentiellement des faciès granophyriques, subvolcaniques et même rhyolitiques (rhyolites d'Eftermatten; J.-P. von Eller, 1960). Le grand filon situé à 1,5 km au Nord-Est de Fouday a été examiné par J. François (1962). C'est une roche rose clair « formée d'une mouture dans laquelle nagent des phénocristaux de quartz, de plagioclase (An 28-30), de microperthite et de biotite disloquée, irrégulièrement transformée en pennine. Les plagioclases et la biotite caractérisent une rhyolite peu calcique... Les phénocristaux sont plus fréquents sur les bords du filon où les feldspaths sont fantomatiques. Les phénocristaux d'orthose, par albitisation, se sont transformés en microperthite. Les bordures du filon ont été enrichies en ferromagnésiens et en calcite. Le fond, imparfaitement dévitrifié au centre du filon, est holocristallin à proximité de la roche encaissante ». Ces filons sont jalonnés par une minéralisation à oligiste, magnétite et pyrite étroitement associée à des filons de minette.

3. **Lamprophyres.** Les filons de lamprophyres sont assez nombreux aux alentours de Haut-Fourneau. Quelques-uns ont été figurés aux environs des Quelles et de Pont-des-Bas et un filon isolé a été reconnu près de la cascade de la Crache au Sud de Raon-sur-Plaine. D'après les descriptions de H. Bücking (1918-1920), il apparaît que la quasi-totalité des filons appartient au type minette (« minette à biotite » seule, « minette à augite », « minette à hornblende et ouralite »).

Dans une carrière de calcaire abandonnée, 500 m au Nord de Wackenbach, un filon de minette à grands phénocristaux de phlogopite, recoupant la lentille calcaire dévonienne, a été étudié par D. Velde (1969, p. 136-138).

Les filons d'aplite sont très menus et peu nombreux. H. Bücking n'en a figuré aucun. Il en signale entre Pont-des-Bas et Fouday et à Grandfontaine. Aucun filon de pegmatite n'est connu sur le domaine de la feuille.

## DÉVONIEN

A la faveur d'une position relativement haute au Sud du Donon, l'érosion a largement dégagé le massif volcanique dévonien de Schirmeck, flanqué au Nord-Ouest et au Sud-Est par des formations sédimentaires. A l'Est de Schirmeck (feuille à 1/50 000 Molsheim), J.-G. Blanalt et F. Lillié (1973) ont bien établi la stratigraphie de ces formations, mais celle-ci est beaucoup moins connue à l'Ouest et au Sud de cette ville, à proximité du massif volcanique. Des témoins volcaniques isolés dans cet ensemble sédimentaire (feuille Molsheim) suggèrent un âge givétien à frasnien inférieur pour le volcanisme.

### Formations sédimentaires

$d_{3-4}$ . **Schistes et grauwackes, cornéennes.** Les schistes, grauwackes et arkoses qui affleurent au Sud-Est, au Nord-Ouest et au sein même du massif volcanique de Schirmeck ont été regroupés sous la même notation  $d_{3-4}$  : Dévonien moyen. Seuls les conglomérats et les lentilles de calcaire et de dolomie ont été différenciés. Au Sud du massif de Schirmeck, E.-W. Benecke et H. Bücking (1898) et W. Wagner (1923) ont découvert plusieurs gisements de faune d'âge couvinien à *Calceola sandalina* mut. *lata* : aux environs des villages de Champenay et de

Plaine (feuille à 1/50 000 Saint-Dié) et sur le territoire de la feuille Cirey-sur-Vezouze, 1 km au Nord de Diespach (conglomérat sur une butte à l'altitude de 500 m). A l'Est du massif, à Schirmeck plusieurs gisements ont fourni quelques espèces caractéristiques du Givétien dont *Stringocephalus burtini* (F. Firtion, 1957). Au Nord de Wackenbach dans une lentille calcaire, ce même auteur décrit une petite faune de Stromatopores et Tabulés, d'âge dévonien moyen probable. Enfin, au Nord-Ouest du massif de Schirmeck, aux environs de Raon-sur-Plaine, J. Doubinger et M. Ruhland (1963) ont observé une faune de Chitinozoaires analogue à celle du Treh (Vosges du Sud), d'âge dévonien inférieur à moyen.

Cet ensemble de schistes, grauwackes et arkoses étant très découpé par des failles, sa lithostratigraphie est mal connue. D. Schneegans (1928) a observé, dans la tranchée de la voie ferrée au Nord du Fouday, une épaisse série de « schistes bien lités et de grauwackes passant à des brèches interstratifiées avec des andésites ». Dans cette série, des passées de schistes noirs et de phanites noirs ou gris clair verdâtre contiennent de très nombreux Radiolaires, généralement épigénisés en calcédonite. Les schistes et grauwackes de la région de Fouday ont subi un métamorphisme thermique, lié à la mise en place des formations granitiques du Champ-du-Feu (cornéennes, schistes tachetés).

Au sein même du massif volcanique de Schirmeck, les témoins de roches sédimentaires sont peu nombreux et d'extension réduite. Au Nord-Est de Fréconrupt subsiste un lambeau de schistes gris écrasés et silicifiés. J. Bouladon et *al.* (1964) donnent des indications sur la position structurale et la lithologie des roches sédimentaires des Minières de Framont—Grandfontaine. Celles-ci apparaissent en position de fossé tectonique dont le contenu est ployé en anticlinal serré. Le remplissage sédimentaire est essentiellement constitué de schistes gris-vert assez fins, parfois rubanés, à lentilles de brèche intraformationnelle, à éléments de grauwacke ou de dolomie. A la base de ces schistes s'observe un niveau de lentilles de dolomie ou de calcaire épais de quelques mètres. Les skarns à scheelite sont localisés au contact de cette série sédimentaire et des tufs kéraatophyriques sous-jacents. Très modifiés par une phase hydrothermale postérieure à leur formation et souvent méconnaissables, ces skarns appartiennent à deux types pétrographiques; l'un à hédénbergite et à grenat, l'autre à grenat seul.

Au Nord-Ouest du massif volcanique de Schirmeck, aux environs de Raon-sur-Plaine, affleurent des schistes rouges et des grauwackes, en particulier dans le vallon de la Goutte-Guyot; G. Bleicher (1887) y a observé quelques empreintes de végétaux. Enfin, au Sud de la feuille, dans la vallée du Rabodeau, à Moussey, affleurent des schistes rouges et des arkoses. D. Schneegans (1928) et E. Jérémie (1933 a et b) ont observé des passées riches en Radiolaires dans les schistes qui ont été affectés par le métamorphisme thermique du Granite de Senones (développement de biotite). Ces auteurs soulignent, dans les vallées de la Bruche et du Rabodeau, la présence fréquente de chlorite (épigénisant parfois les Radiolaires), d'épidote et d'albite. On peut se demander si cette paragenèse est liée aux phénomènes de spilitisation qui ont affecté les faciès effusifs des massifs volcaniques de Schirmeck et de Moyenmoutier. Rappelons que ces schistes et grauwackes contiennent de nombreux débris de roches spilitiques.

**d<sub>4</sub>C<sub>9</sub>. Conglomérats à éléments volcaniques.** Au Sud du massif volcanique de Schirmeck, s'échelonnent du Sud-Ouest au Nord-Est quatre lambeaux de conglomérats : à l'Ouest de Diespach, sur la butte 500, 1 km au Nord de Diespach, à Petite-Côte au Nord-Ouest de Pont-des-Bas et enfin 1,5 km au Sud du hameau d'Albet. Certains de ces lambeaux contiennent des lentilles de calcaires récifaux qui permettent de leur donner un âge. Le lambeau au Nord de Diespach est daté du Couvinien (\*) (*Calceola sandalina* mut. *lata*), tandis que plus à l'Est (feuille

---

(\*) Noté par erreur d<sub>4</sub>C au lieu de d<sub>3</sub>C sur la carte.



Molsheim) le conglomérat de Russ s'est formé au Givétien (*Calceola sandalina* mut. *alta* et *Stringocephalus burtini*). J.-G. Blanalt (1969) a assimilé le conglomérat de Petite-Côte à celui de Russ. Ce lambeau a été également décrit par T. Juteau (1965); T. Juteau et G. Rocci (1965). C'est une roche friable ou compacte et dense (dans ce cas silicifiée), à galets de roches volcaniques (kératophyres aphanitiques et quartziques, diabases microlitiques et spilites vacuolaires) environ 70 %, de roches grenues et microgrenues, 25 %, de roches sédimentaires (phtanites, microquartzites et arkoses), 5 %. Dans son importante étude sur le conglomérat de Russ, J.-G. Blanalt (1969; résumé dans la notice de la carte à 1/50 000 Molsheim) interprète ce conglomérat comme une formation détritique déposée le long d'un rivage en cours d'évolution, remaniant des matériaux fluviaux provenant d'un socle « ancien », situé assez loin en amont.

d.c. **Calcaires bréchiques et dolomitiques plus ou moins recristallisés.** En lentilles d'extension limitée, ces calcaires et dolomies accompagnent les schistes, grauwackes et conglomérats précédemment décrits mais se trouvent également au sein du massif volcanique de Schirmeck associés aux brèches volcaniques siliceuses (*brKq*). Au Sud du massif de Schirmeck, les témoins calcaires sont très discrets sur le territoire de la feuille, avec une seule lentille située 1750 m au N.NW de Fouday. Au Nord de Wackenbach, dans le vallon de la Grande-Basse, les lentilles calcaires sont constituées par des faciès rubanés et bréchiques très compacts. F. Firtion (1957) y a observé des Stromatopores et des Tabulés, d'âge dévonien moyen probable. Une carrière a été ouverte dans un calcaire rougeâtre, comparable au marbre griotte des Pyrénées. Au Nord-Est de Framont, à la mine de l'Évêché, selon T. Juteau et G. Rocci (1965), c'est une lentille de calcaire friable, à grain fin, d'un blanc éclatant, qui surmonte un skarn.

C'est aux Minières de Grandfontaine que les carbonates dévoniens du bassin de la Bruche ont leur plus grand développement. Au toit des skarns, existent des lentilles de dolomie qui, vers le Sud du gisement, passent verticalement, puis latéralement à des calcaires (J. Bouladon et *al.*, 1964). Leur puissance est de l'ordre de quelques mètres. A proximité des skarns, ces roches ont été affectées par le métamorphisme qui a engendré ces derniers. A l'Ouest des Minières existe un petit massif de dolomie. Au Sud de Raon-sur-Plaine, près de la cascade de la Crache, G. Bleicher (1887) a observé un petit front de taille dans un « calcaire marmoréen » à Polypiers, Encrines et Brachiopodes.

### Massif volcanique de Schirmeck

Il se relie au Sud-Ouest, sous la couverture gréseuse des Hautes-Chaumes, au massif volcanique de Moyenmoutier, ce qui donne à ce complexe volcanique une forme allongée selon la direction N 60° E environ, celle des structures hercyniennes majeures de la région. Ces deux massifs volcaniques ont été cartographiés et étudiés par T. Juteau (1965 et 1971). Nous emprunterons l'essentiel des descriptions et interprétations ci-dessous à ces publications.

Le volcanisme dévonien des Vosges du Nord comprend des roches acides et basiques, effusives, pyroclastiques et intrusives appartenant à deux lignées :

— *une lignée spilitique* comprenant des roches d'épanchement et surtout des roches pyroclastiques avec des faciès acides et basiques (kératophyres et spilites (\*));

---

(\*) Les termes spilites et kératophyres sont utilisés selon l'usage établi en France : roches volcaniques hypersodiques présentant les caractères des roches spilitiques; spilite, terme basique; kératophyre, terme acide.

— une *lignée intrusive*, comprenant des faciès de semi-profondeur, recoupant la première, avec des filons, dykes ou sills de dolérite et diabase porphyriques, microdiorite, microgranite (ces derniers manquent dans le massif de Moyenmoutier) et de rhyolite. Ces roches ont plus ou moins subi une altération deutérique.

Ce complexe volcanique représente un bel exemple d'une série à spilites-kératophyres hercynotype et a de nombreux points communs avec d'autres massifs volcaniques de même âge, connus dans la branche septentrionale de l'orogène hercynien (marges de la zone saxo-thuringienne) : district de Lahn-Dill à l'Est du massif schisteux rhénan, Cornouaille, Devonshire, Harz, Thuringe occidentale. T. Juteau (1971) opte pour l'hypothèse d'une spilitisation primaire (caractères microscopiques, faciès intrusifs sub-contemporains non spilitisés) par assimilation de fluides, liés au milieu marin juste avant l'épanchement. R. Montanari (1974) montre dans une étude approfondie des minéraux extraits de ces roches spilitiques qu'elles comprennent essentiellement de l'albite de basse température. Par contre M. Fonteilles (1968) a émis l'hypothèse d'une origine métamorphique pour la spilitisation du massif de Schirmeck.

L'originalité du massif de Schirmeck est le grand développement des formations acides (kératophyres) et l'importance des phénomènes de silicification qui les ont affectées (silicification d'origine magmatique tardive et sub-contemporaine de la mise en place du massif selon T. Juteau et G. Rocci, 1966). En raison du découpage tectonique complexe de la région, les relations précises entre les différents faciès volcaniques sont mal connues. Les formations pyroclastiques acides et basiques comprenant les coulées de kératophyres et de spilites semblent les plus anciennes. L'ordre de description des différentes formations n'est pas chronologique.

$\sum_{\alpha}^{\beta}$ . **Dolérites et diabases intersertales à ouralite.** Ces roches apparaissent en affleurements peu étendus, autour de la colline des Evaux (2 à 3 km au Nord-Ouest du village de Fouday) et en pointements isolés. Parmi ceux-ci, mentionnons une petite carrière située au-dessus de la route de Schirmeck au col du Donon ( $x = 955, 950$ ;  $y : 1100, 525$ ) et un affleurement de dolérite situé près de l'auberge de Salm ( $x = 955, 300$ ;  $y = 1095, 875$ ). Un échantillon de chacun de ces affleurements a été analysé (tableau I). L'échantillon-type de Fouday—les-Evaux est une roche grenue à texture subophitique à andésine, augite et chlorite (minéraux accessoires et secondaires : sphène, apatite, hématite, magnétite, calcédoine, épidote). Dans cette unité cartographique, sont également comprises des diabases à chlorite et calcite et des ophites à ouralite. Toutes ces roches représentent les différents stades de transformation de dolérites à labrador et augite.

$\sum_{\alpha}^{\beta}$ . **Diabases intersertales quartziques.** Les zones d'affleurement de ces roches sont relativement étendues à Wackenbach, autour des maisons forestières de Malplaquet et de Salm et au Sud d'Albet. Un échantillon représentatif, prélevé au Sud de Malplaquet (analyse chimique sur tableau I) est une roche rougeâtre, d'aspect grenu, à lattes brillantes de plagioclases et belles aiguilles d'amphibole vert sombre. Le quartz, relativement abondant a souvent un habitus graphique ou micropegmatitique, mais n'est guère visible à l'œil nu. Paragénèse : albite, oligoclase, quartz, actinote, chlorite; minéraux accessoires ou secondaires : magnétite, calcite, épidote, apatite.

$\sum_{\rho}^{\beta}$ . **Diabase porphyrique.** Cette roche n'a été découverte qu'en deux gisements, très localisés :

— au Sud du Nid-des-Oiseaux ( $x = 957, 075$ ;  $y = 1093, 425$ ), affleure une diabase à phénocristaux de plagioclases seuls, dans une pâte grise très compacte. Parmi toutes les diabases effusives du massif, cette roche a le plagioclase le plus basique (andésine-labrador) et a des caractères intermédiaires entre les dolérites, les ophites intrusives et les diabases microlitiques effusives. En outre, elle contient la paragénèse minérale suivante : fantômes de pyroxènes, pennine, calcite, épidote, quartz, sphène, apatite, minéraux opaques;

— au Sud-Est de Fréconrupt (x = 958, 875; y = 1096, 750), affleure une diabase à phénocristaux de plagioclases et d'amphibole (analyse sur tableau I). La roche comprend de nombreux phénocristaux de feldspaths roses et trapus, des sections rhombiques d'amphibole noire et une pâte grise et compacte. Composition au microscope : andésine damouritisée, hornblende verte automorphe, chlorite, épidote, calcite, apatite, minéraux opaques.

$K^3\Sigma^{\beta}$ . **Spilites amygdalaires et diabases microlitiques, spilitiques.** Les diabases microlitiques forment des affleurements relativement étendus sur la rive gauche de la Bruche, aux environs de Salm et à l'Ouest du Donon. Ce sont des roches gris verdâtre, très finement grenues, à texture microlitique intersertale, sans phénocristaux. Le type le plus banal est une diabase à actinote (albite-oligoclase et chlorite). Des diabases à pyroxène (augite) ouralitisé et des diabases à minéraux de basse température (épidote, calcite, pennine, quartz) peuvent lui être associées.

Les spilites, généralement vacuolaires, contribuent à former de puissantes formations pyroclastiques ( $brK^3$ ). Elles se rencontrent parfois sous l'aspect de roches d'épanchement en petites lentilles de faible étendue. Un échantillon type a été choisi dans une carrière de la haute vallée de la Plaine (vallon au Nord de la ferme de Glacimont, x = 953, 375; y = 1100, 750), ouverte dans une spilite massive à structure hétérogène bréchique. La roche est formée de larges éléments moulés les uns sur les autres. Les éléments ont une structure vésiculeuse à nombreuses vacuoles de toutes tailles, souvent coalescentes, remplies de quartz, pennine, calcite et épidote.

Autour de ces vacuoles, on trouve de fins microlites très allongés, souvent bifides et mal terminés, dans une pâte ferrugineuse. Les phénocristaux, bien automorphes et peu altérés sont très dispersés : ce sont soit des plagioclases acides soit des cristaux d'augite. Les microlites sont constitués d'albite; la paragenèse : chlorite, épidote, calcite, quartz, magnétite, hématite lui est associée. Il s'agit d'une brèche autoclastique spilitique (analyse chimique sur tableau I).

$brK^3$ . **Brèches spilitiques et schalsteins.** Ces roches pyroclastiques forment des affleurements relativement étendus, aux environs de Fréconrupt et à l'Ouest des Minières. En raison de l'état plus ou moins pâteux des éléments volcaniques au moment de leur dépôt ces brèches ont généralement des éléments de forme subarrondie. Elles sont liées à des explosions volcaniques, vraisemblablement sous-marines.

• **Les brèches spilitiques** sont formées d'éléments de spilite enrobés dans une pâte spilitique, de même nature. Le faciès le plus courant présente une accumulation d'éléments assez aplatis, de taille très variable, pouvant dépasser 2 cm de longueur et se moulant les uns sur les autres, pratiquement sans ciment. Les éléments présentent une extrême diversité dans le détail, selon l'importance relative du fond ferrugineux, des vacuoles et des microlites. Comme nous l'avons vu dans l'unité cartographique précédente, les spilites les plus caractéristiques ont elles-mêmes une texture plus ou moins bréchique.

• **Les schalsteins** sont des roches pyroclastiques à éléments polygènes : spilite, kératophyres, roches sédimentaires, débris de cristaux, etc. Les éléments volcaniques prédominent. La granulométrie de ces roches est très variée. Les *schalsteins* comprennent aussi bien des tufs fins que des brèches et conglomérats à éléments de plusieurs centimètres. Des tufs fins peuvent être observés au-dessus de la Vierge de Fréconrupt (x = 957, 375; y = 1096, 980). La roche est constituée de débris de spilites (rouge sombre et noirs) et de kératophyres (verdâtres) très bien classés, de 1 à 3 mm en moyenne. Le ciment, très réduit, est ferrugineux et chloriteux.

*br*Kq. **Brèches siliceuses (éléments de kératophyres et de quartzites).** Ces brèches à petits éléments, de teinte sombre, grise à gris bleuâtre, constituent presque tout le substrat du bassin versant du ruisseau de Framont, en amont de ce hameau. Les lentilles de calcaire bréchiq. et les gisements de fer de Framont—Grandfontaine lui sont associés. L'échantillon-type a été prélevé sur le flanc oriental de la Tête-Mathis, au Sud-Ouest de Grandfontaine. C'est une roche sombre, compacte et dure, à nombreux globules de quartz, à éclat gras, débris de feldspaths rosés et pâte noire très siliceuse. Au microscope, la roche apparaît formée de nombreux débris de quartz corrodés et de plagioclases tous fracturés et recristallisés en mosaïque, dans un ciment essentiellement constitué de fins cristaux de quartz en mosaïque et de chlorite. Localement cette roche passe à un faciès volcano-sédimentaire stratifié (Sud de Grandfontaine).

*br*K. **Brèches et tufs kératophyriques.** Ces roches affleurent au Nord et au Nord-Est de Wackenbach. Les tufs sont constitués de débris anguleux de feldspaths roses et de quartz détritiques dans un ciment sombre constitué de quartz fin en mosaïque et de chlorite. Les brèches comprennent, en outre, des éléments de kératophyres quartziques.

*pd*. **Rhyolites (orthokératophyres quartziques).** Sur le flanc sud de la colline des Evaux (commune de Fouday) affleure une roche rose clair, légère, ayant parfois les caractères d'une roche d'épanchement. Ce sont d'anciennes rhyolites à plagioclase acide (albite), biotite et pâte vitreuse. A la dévitrification de la pâte est liée une paragenèse à orthose perthitique, quartz et biotite. La texture est microlitique ou sphérolitique (pyroméride). Le tableau n° 1 donne l'analyse chimique d'un échantillon de rhyolite de Fouday—les-Evaux.

*p*K'. **Quartz-kératophyres porphyriques.** Ces roches affleurent largement à Fréconrupt et au Sud de cette localité. L'échantillon type provient de la Côte d'Albet, au Nord-Ouest de ce hameau (x = 957, 850; y = 1095, 990, analyse chimique sur tableau n° 1). C'est une roche dure à fond verdâtre sombre où nagent de petites lattes de feldspath roses, des globules de quartz automorphes et des mouches de chlorite. Au microscope, des phénocristaux apparaissent formés d'orthose albitisée, d'albite fraîche, de quartz automorphe et corrodé et d'amas chloriteux pseudomorphosant d'anciens minéraux, aux formes trapues. Le fond de la roche est formé de microlites d'orthose et d'albite dans une trame de quartz spongieux, de chlorite « alvéolaire » (alvéoles de dévitrification), de granules de minéraux opaques et d'apatite. La texture est microlitique, non fluidale (type rhyolitique). Le groupe des kératophyres quartziques est homogène. Les silicates ferro-magnésiens n'y sont représentés que par des amas chloriteux, fantômes probables de micas. Le fond de ces roches devait être vitreux à l'origine. Une silicification tardive les a affectées (bordures de recristallisation, nourrissage de cristaux de quartz).

*a*K'. **Quartz-kératophyres aphanitiques.** Ces roches constituent les formations les plus étendues du massif volcanique de Schirmeck et sont particulièrement bien représentées dans les collines comprises entre Grandfontaine et Fouday. Les affleurements de référence se situent au Nid-des-Oiseaux, au Nord-Ouest de Pont-des-Bas. Ce sont des roches dures, rougeâtres, absolument aphanitiques à cassure plus ou moins esquilleuse. Des phénocristaux d'orthose albitisée, un peu plus gris que les microlites, sont très dispersés dans un fond de microlites d'albite mal individualisés et à disposition souvent fluidale (type trachytique), de microlites d'orthose, de grains de quartz et granules de minéraux opaques. Les kératophyres aphanitiques sont dépourvus de silicates ferromagnésiens et calciques.

## CARBONIFÈRE

h<sub>2a</sub>. **Viséen inférieur. Schistes rouges et gris.** La feuille couvre l'extrémité septentrionale de la bande d'affleurement des terrains viséens de Champenay (feuille Saint-Dié). Près de ce village, dans des schistes grauwaqueux, à grain fin, noirs ou violacés, P. Corsin et al. (1931 et 1932) y ont récolté *Sphenopteridium dissectum* Göpp. et *Sphenopteris foliata* Stur. (ou *Cardiopteris frondosa* Göpp., G. Dubois, 1946), espèces caractéristiques du Viséen inférieur à moyen.

## PERMIEN

Le Permien de la feuille Cirey-sur-Vezouze a été subdivisé conformément à l'échelle d'unités lithostratigraphiques définie par J. Hollinger (1970) pour l'ensemble des Vosges du Nord. Si la définition et la reconnaissance de ces formations sont sans ambiguïté, il n'en est pas de même de leur regroupement en « Saxonien » (Oberrotliegend) et « Thuringien » (équivalent continental du Zechstein), qui reste sujet à controverse. Le seul élément de datation dont on dispose actuellement est l'âge absolu des rhyolites de la Coulée principale du Nideck (F. Leutwein, 1972) :  $243 \pm 5$  M.A., qui correspond à celui habituellement reconnu pour la phase saaliennne séparant les dépôts de l'« Autunien » (Unterrotliegend) et du « Saxonien » (H. Falke, 1972); or ces rhyolites se sont mise en place après le dépôt des formations attribuées au « Saxonien » par J. Hollinger.

Les formations les plus anciennes (Couches de Meisenbuckel et de Frapelle) sont localisées dans le bassin de la Plaine, qui n'est, structuralement, que l'extrémité occidentale du Bassin du Nideck (feuille Molsheim), dont il n'est séparé, dans la morphologie actuelle, que par l'étroite crête gréseuse triasique de la Côte de l'Engin, au Nord-Est du Donon. L'extension de ce bassin vers le Nord, masquée par une épaisse couverture de Trias, est inconnue; il est par contre limité au Sud par un système de failles E.NE—W.SW ayant rejoué à plusieurs reprises au cours de la sédimentation. Les mouvements tectoniques et l'érosion ayant précédé les importantes éruptions rhyolitiques qui le caractérisent sont probablement à l'origine de l'isolement du Bassin de Saint-Dié et Villé, situé plus au Sud (feuilles Saint-Dié et Sélestat).

Un second bassin (Bassin de Champenay ou de la Haute-Bruche) est localisé dans le secteur sud-est de la feuille Cirey et le secteur nord-est de celle de Saint-Dié; son remplissage semble n'avoir commencé (Couches de Champenay) qu'après la fin des épisodes volcaniques du bassin septentrional. Lors de la mise en place des derniers dépôts permien (Couches de Saint-Dié), les deux bassins perdent leur individualité et forment, avec celui de Saint-Dié et Villé, une seule aire de sédimentation.

h<sub>2a</sub>. **Saxonien inférieur. Couches de Meisenbuckel.** Cette formation, essentiellement constituée de matériaux volcaniques hyperacides, n'affleure que très localement, dans la haute vallée de la Plaine. Au Nord-Ouest de la Tête du Cerf, dans le vallon du ruisseau se jetant dans la Plaine à 2,4 km du clocher de Raon-lès-Leau, se superposent trois faciès d'aspects très différents. A la base, ce sont des tufs blanchâtres, se débitant en dalles irrégulières d'épaisseur décimétrique; ils sont caractérisés par la présence de phénocristaux de quartz globuleux (de 1 mm en moyenne) et de nombreux petits fragments anguleux de rhyolite grise; les feldspaths, totalement altérés, ne sont décelables que par la forme des cavités qu'ils ont laissées. Au-dessus apparaissent brutalement des tufs friables, de teintes sombres : violacées à rouge-brique, riches en enclaves lenticulaires, fortement aplaties, transformées en une substance argileuse à toucher talqueux. La coupe se termine par des tufs roses, en dalles minces et régulières correspondant à des séquences nettement granoclassées, de 1 à 5 cm d'épaisseur. La base de chaque

unité est riche en débris de ponce et de verre (recristallisé) à structure perlitique, ainsi qu'en éclats de quartz, réunis par une matrice cinéritique; cette dernière devient rapidement prédominante vers la partie supérieure où se localisent de nombreux petits pisolithes plus sombres (*volcanic hailstones* ou *gouttes de cendre*). L'ensemble, basculé de 20 à 25° vers le Nord-Ouest, et dont la puissance doit atteindre une quarantaine de mètres, est recouvert en légère discordance angulaire par le conglomérat de base des Couches de Frapelle. A proximité affleure, dans un autre compartiment tectonique, mais sous le même conglomérat, un tuf (ou une ignimbrite?) verdâtre, puissant d'une vingtaine de mètres au minimum, dont les relations exactes avec les faciès précédents ne peuvent être précisées; il s'en distingue par une plus grande dureté, une structure pseudo-fluidale et la présence de petites paillettes de biotite.

**pra . Rhyolite du Blanc-Rupt.** On ne connaît, ni dans le bassin de la Plaine ni dans celui du Nideck, aucune cheminée ou appareil en relation certaine avec les émissions de matériaux pyroclastiques des Couches de Meisenbuckel (= Formation inférieure du Nideck, de S. Mihara, 1935). Cependant, dans la vallée de la Sarre blanche (carrière du Blanc-Rupt), apparaît, sous les rhyolites « normales » ( $\rho_{rb}$ ), un dôme de rhyolite nettement plus acide et d'aspect très différent, qui aurait pu constituer un des centres émissifs. La leucorhyolite du Blanc-Rupt, massive, présente un faciès de microgranite : 30 à 40 % de phénocristaux de feldspath automorphes blanchâtres (sanidine) et de quartz globuleux hyalins, parfois corrodés et souvent craquelés, dans une pâte gris rosâtre, quartzofeldspathique à texture micropoecilitique. Bien que cette roche présente plus d'affinités géochimiques avec la Coulée supérieure du Nideck qu'avec la Formation inférieure (S. Mihara, 1935), l'hypothèse d'un crypto-dôme, mis en place sous les rhyolites normales postérieurement à celles-ci, que pourrait également suggérer la texture, ne semble pas confirmée par les observations de terrain.

**r2b . Saxonien supérieur. Couches de Frapelle.** Localisée dans le même secteur géographique, mais de plus large extension, cette formation se distingue des Couches de Meisenbuckel par la nette prédominance des faciès purement détritiques. Au fond de la vallée de la Plaine elle comprend un conglomérat de base, des arkoses, puis des tufs; la puissance maximale de l'ensemble doit y atteindre environ 60 m, compte tenu d'un pendage nord-ouest légèrement plus faible que celui de la formation sous-jacente. Le conglomérat de base, d'une épaisseur de l'ordre du mètre, est mal classé; la matrice est une arkose grossière de teinte verdâtre à brun-rouge; parmi les éléments de grande taille, trois types principaux peuvent être reconnus :

- galets assez anguleux, d'une dizaine de centimètres de longueur au maximum, issus du socle dévonien local,
- galets plus émoussés, d'origine relativement lointaine (mélaphyre, granite et même gneiss),
- galets à forte sphéricité mais émoussé faible, pouvant atteindre une taille céphalaira, d'une rhyolite ignimbritique hyperacide, gris violacé.

Les arkoses, dans lesquelles peuvent s'intercaler des lentilles d'argilite silteuse rouge sombre, sont le plus souvent à grain très grossier, mal cimentées, et rubéfiées; les stratifications obliques sont généralement présentes mais peu apparentes. Les tufs qui les surmontent ont été rattachés à la même formation pour des raisons morphologiques et de commodité cartographique, bien qu'ils soient génétiquement liés à la mise en place des rhyolites situées au-dessus. Ces tufs, relativement peu consolidés, de teinte dominante rouge, souvent bariolés de vert, se distinguent de ceux de la formation précédente essentiellement par la grande rareté des phénocristaux de quartz sous la falaise rhyolitique des Chaudes Roches (à l'Est de la maison forestière de Saint-Pierre). Parmi les projections, les fragments de matériaux arrachés au socle (surtout d'arkose quartzitique claire) ne sont pas rares et peuvent atteindre 20 à 30 cm dans leur plus grande dimension.

Sur le versant sud de la vallée de la Plaine (en particulier au Nord-Est du col du Donon), c'est-à-dire sur le flanc des paléoreliefs permien, les Couches de Frapelle ne sont guère représentées que par de minces niveaux conglomératiques de type coulée boueuse. Les galets, d'origine essentiellement locale, sont plus ou moins dispersés au sein d'une matrice relativement fine, généralement verdâtre et bien indurée, qui peut devenir prédominante.

**r<sub>2</sub>. Saxonien indifférencié.** A proximité de Raon-lès-Leau et de Raon-sur-Plaine, dans la vallée de la Plaine comme dans celle du ruisseau de la Goutte-Guyot, les deux formations infra-rhyolitiques n'ont pu être différenciées sur la carte en raison de conditions d'affleurement très mauvaises d'une part et de la présence de lithofaciès propres à ce secteur d'autre part. Dans les rares cas où elles peuvent être observées en place, elles accusent des pendages nord-ouest de 20 à 30°. Les Couches de Frapelle semblent essentiellement représentées par le faciès marginal « boueux », plus ou moins conglomératique. Des tufs roses, riches en quartz, rencontrés uniquement en pierres volantes, témoignent de la présence des Couches de Meisenbuckel. Parmi les faciès particuliers, dont la position stratigraphique ne peut être précisée, le plus fréquent est celui d'arkoses grenat, généralement silicifiées et riches en cornaline, souvent conglomératiques, à galets bien émoussés de quartz et de rhyolite, pouvant dépasser 5 cm de long.

**r<sub>3</sub>. Rhyolites « normales ».** Ce massif très puissant (jusqu'à 150 m au Nord du Donon) s'étend largement au-dessus des lambeaux de formations permien antérieures conservés dans des compartiments tectoniques effondrés ou des dépressions topographiques (Est de la Tête du Cerf). Bien qu'il apparaisse comme le prolongement vers l'Ouest de la Coulée principale du Nideck, dont l'origine ignimbrétique est reconnue (H. Saucier et *al.*, 1959), il correspond plus vraisemblablement à un ensemble complexe d'extrusions du type dôme-coulée, ainsi que le montre l'analyse de la fluidalité, souvent redressée de plusieurs dizaines de degrés et montrant localement des replis. L'extension horizontale relativement grande s'explique par la multiplicité des points d'émission, dont plusieurs ont été atteints par la surface topographique actuelle. Ceux-ci sont localisés le long de fractures sinueuses, de direction dominante NE—SW, et ayant légèrement joué en décrochement sénestre. Le toit du massif correspond à une surface d'érosion (recoupant parfois une fluidalité subverticale) dont le façonnement s'est poursuivi, pour les parties les plus élevées, jusqu'au début du Trias (brèches locales à galets de rhyolite dans la base des Couches de Senones).

Ces rhyolites (voir tableau I) sont moins acides que les précédentes (65,6 à 68,3 % de SiO<sub>2</sub>) et s'en distinguent par l'absence quasi totale de phénocristaux de quartz; elles sont en outre plus riches en magnésium (2,4 à 3,8 % de MgO) et en H<sub>2</sub>O que les rhyolites banales (A. Siat, 1974). Les faciès pétrographiques, presque toujours porphyriques, varient entre deux types extrêmes. L'un, rouge violacé clair, présente à l'œil nu une fluidalité planaire marquée par une alternance de feuillets plus ou moins riches en phénocristaux feldspathiques blanchâtres; dans le plan des feuillets se superpose parfois une linéation orientée perpendiculairement à l'écoulement probable de la lave. L'observation microscopique montre, dans une pâte quartzo-feldspathique micropœcilitique (faciès paléovolcanique) et à côté des feldspaths automorphes très altérés (sanidine en grande majorité), un minéral en baguettes, totalement épigénisé en serpentine et hématite, qui était probablement un pyroxène orthorhombique. Le second faciès, rouge-brun sombre, d'aspect massif à l'affleurement, mais souvent fissuré verticalement, diffère par la forme plus trapue du pyroxène, ainsi que par la présence de biotites automorphes relativement fraîches et de quelques rares phénocristaux de quartz. La fluidalité, ne se manifestant que dans la pâte entre les phénocristaux, ne peut être décelée qu'au microscope.

Fig. 3a. **Thuringien inférieur. Couches de Champenay.** Cette unité lithostratigraphique se compose pour l'essentiel de grès brun-rouge clairs, feldspathiques, qui se distinguent de toutes les autres arénites permienes du territoire de la feuille par un meilleur classement granulométrique et l'abondance des grains bien arrondis. Elle atteint son développement maximum dans le bassin de la haute Bruche, limité en gros par le triangle Mousse—Salm—Fouday, où elle repose directement sur un socle dévono-dinantien relativement accidenté. Dans le secteur du promontoire triasique du Roitelet la puissance totale est voisine de 100 m; les deux tiers inférieurs sont gréseux, avec quelques horizons conglomératiques locaux riches en galets de mélaphyre amygdalaire, alors qu'à la partie supérieure, sur 20 à 30 m, dominent des argilites silteuses feuilletées, brun-rouge sombre, où apparaissent quelques minces bancs de dolomie sableuse gris verdâtre. C'est vers le sommet du faciès gréseux que se localisent, en bordure de la feuille Saint-Dié voisine (carrières de Belval et Champenay), les grands faisceaux de stratifications obliques qui sont interprétés comme des dunes éoliennes (J. Hollinger, 1978), mais les conditions d'affleurement défavorables ne permettent guère l'observation de telles structures dans le cadre de la feuille Cirey.

Dans le bassin de la Plaine, les Couches de Champenay, dont la puissance ne semble guère dépasser une dizaine de mètres, viennent se terminer en biseau sur le massif rhyolitique; aucun affleurement ne montre leur extension sur le socle dévonien voisin. Ce sont essentiellement des grès fins à moyens, bien classés, se débitant en dalles régulières; la teinte est souvent jaunâtre, parfois rosée ou même rouge-brique, localement mouchetée de noir. Il s'y intercale parfois, à la base, de minces niveaux de tufs volcaniques plus ou moins vacuolaires (embranchement de la route du Donon, sortie nord de Raon-lès-Leau) et, au sommet, des brèches sédimentaires à éléments exclusivement rhyolitiques (le Trupt).

Fig. 3b. **Thuringien supérieur. Couches de Saint-Dié.** Les sédiments grossiers, mal classés et mal stratifiés, des Couches de Saint-Dié apparaissent brutalement au-dessus de l'assise précédente, mais s'étalent aussi plus largement sur le massif rhyolitique (Nord du Kohlberg) comme sur le socle dévonien (vallée du Grand-Gouttis); au Donon cependant, une lacune locale au toit des Grès de Champenay témoigne du rejeu tardif de certains accidents tectoniques. Le lithofaciès largement dominant est celui d'une arkose grossière, souvent conglomératique, dont les éléments anguleux sont réunis par une matrice argilo-silteuse rouge sombre abondante; il présente les caractères d'un *fanglomérat* (formation résultant de la consolidation d'un épandage de piedmont, en région semi-aride, constitué au moins partiellement de coulées de débris et de boue). Les matériaux proviennent essentiellement du remaniement d'arènes granitiques dont l'origine est à rechercher vers le Sud (bordure méridionale du bassin de Saint-Dié) et vers l'Est (massif du Champ-du-Feu); la fraction grossière est plus ou moins riche en élément d'origine locale (roches dévono-dinantienues diverses, roches volcaniques permienes), qui peuvent devenir prédominants lorsque la formation déborde les limites d'extension des Couches de Champenay. La roche est habituellement mal consolidée, sauf lorsqu'apparaît dans la matrice un ciment dolomitique de remplacement. Sur toute l'étendue de la feuille ce dernier phénomène est particulièrement développé au sommet de la formation, où se rencontrent en outre des nodules, plus ou moins coalescents, de dolomie saccharoïde blanche, rosée, jaune-paille ou verdâtre, accompagnée parfois de cornaline. Au Nord-Ouest de Salm, sur la bordure même du bassin, la cornaline est seule représentée. Dans le Sud de la feuille, la dolomie peut former en outre, vers la base de la formation, quelques grandes lentilles atteignant 2 m d'épaisseur (Sud-Ouest de Mousse). La puissance des Couches de Saint-Dié est maximale à l'Est de Mousse (70 m) pour le secteur méridional, et à Luvigny (50 m) pour celui de la vallée de la Plaine. Vers l'Est la formation vient, assez rapidement, se terminer en biseau sur les paléo-reliefs



du massif dévono-dinantien de Grandfontaine—Fouday; vers l'Ouest l'amenuisement semble plus lent car, à Raon-l'Étape, à proximité de l'angle sud-ouest de la feuille, il en subsiste encore une dizaine de mètres.

Dans la zone déprimée située au Sud-Est de Celles-sur-Plaine, J. Hollinger (1975) a reconnu des affleurements de Couches de Saint-Dié. Les mauvaises conditions d'observations ne permettent pas de préciser les contours de cette formation.

### TRIAS

**t<sub>10</sub>. Buntsandstein inférieur. Couches de Senones.** Cette partie terminale du « Permien supérieur » (= de l'Assise de Kohlbaechel) des anciens auteurs a été rapportée à la base du Trias (Buntsandstein inférieur) par J. Hollinger (1970), par suite de ses grandes analogies avec le Tigersandstein (Grès tigré) de la Forêt-Noire. Ce serait ainsi un équivalent latéral, proche des zones nourricières, du Grès d'Annweiler qui n'affleure qu'au Nord du champ de fractures de Saverne. L'assimilation des Couches de Senones au Grès vosgien inférieur (base du Buntsandstein moyen), adoptée dans les notices de certaines feuilles voisines (Molsheim, Saint-Dié), serait donc erronée.

La formation, largement transgressive sur l'ensemble de la feuille, a ennoyé les derniers reliefs résiduels. Depuis le plus important de ces massifs, celui du Donon, où elle n'atteint qu'une cinquantaine de mètres, sa puissance augmente dans toutes les directions : de 90 à plus de 120 m le long de la vallée de la Plaine, de 75 à plus de 90 m le long de la vallée de la Sarre blanche, au moins 120 m sous le château de Salm.

Lorsqu'ils reposent en concordance sur les Couches de Saint-Dié, comme c'est normalement le cas, la limite inférieure des Grès de Senones peut être placée au-dessus du dernier banc riche en dolomite, souvent accompagnée de cornaline, mais même en l'absence de ce niveau repère, ils se distinguent des dépôts sous-jacents, de type coulée boueuse, par une granulométrie plus fine, un meilleur classement et des stratifications, obliques ou horizontales, beaucoup plus nettes. Sur les flancs des paléoreliefs, la formation peut débiter par des brèches à éléments d'origine locale : dévono-dinantien dans le secteur à l'Ouest de Grandfontaine, rhyolites dans le secteur du Blanc-Rupt, ou au contraire, plus en aval, par des argillites feuilletées rouges : à l'Ouest de Malcôte. Mais le lithofaciès dominant est une arkose brun-rouge sombre, à zones violacées ou décolorées en taches ou en bandes plus ou moins stratiformes; les éléments, anguleux et de la granulométrie de sables moyens à fin, sont réunis par une matrice argilo-ferrugineuse. Il s'y intercale, en particulier vers la base, des bancs à tendance conglomératique, plus clairs, d'épaisseur décimétrique, riches en petits galets de quartz peu émoussés, et dont le ciment est cette fois siliceux : nourrissage des grains de quartz. C'est surtout dans ces niveaux qu'apparaissent en abondance de petites cavités, contenant des oxydes de Fe et Mn pulvérulents, indices d'anciennes concrétions carbonatées. La majeure partie du matériel semble provenir du remaniement des épanchages de piedmont permien; d'ailleurs, en bordure méridionale du bassin (feuille Bruyères), le Grès vosgien repose directement sur les Couches de Saint-Dié.

Sur le plan morphologique, à la différence des Couches de Saint-Dié, les Grès de Senones participent, conjointement avec les Grès vosgiens, à des versants très abrupts (souvent supérieurs à 25°), qui forment une importante cuesta en périphérie du massif dévono-dinantien de Schirmeck.

**t<sub>11</sub>, t<sub>12</sub>. Buntsandstein moyen.** A l'exception de la partie tout à fait terminale (Zone-limite violette), dont les caractéristiques sont très particulières, toutes les formations rapportées au Buntsandstein moyen, qui affleurent sur pratiquement la

moitié de la superficie de la feuille, possèdent un certain nombre de caractères communs; l'apparition, en dehors des galets de quartz filonien, de nombreux galets de quartzite dévonien, gris à rose, ainsi que de quelques galets de lydienne silurienne, vert noirâtre, les différencient des niveaux sous-jacents; la présence d'indices d'éolisation, tels que galets à facettes et grains de sable subsphériques (sous l'auréole de nourrissage), ainsi que l'absence quasi totale d'indices d'activité biologique végétale ou animale, les différencient des niveaux qui les surmontent.

**lit. Grès vosgien.** Sur toute l'étendue de la feuille Cirey, le Grès vosgien repose en concordance sur les Grès de Senones. Dans l'ensemble sa puissance est assez constante : très voisine de 200 m, mais au Nord du Donon elle augmente rapidement : 260 m sous la Tête du Frésillon, autour de 300 m dans l'angle nord-est de la feuille.

La base est marquée par un conglomérat (secteur de la Croix-Simon par exemple), ou un grès conglomératique (secteur de la maison forestière du Combat), peu épais : 10 m au maximum, qui constitue un excellent niveau repère; en dehors de quelques points de la vallée de la Sarre blanche (le Marquis), il a en effet pu être mis en évidence partout où affleurerait le passage du Buntsandstein inférieur au Buntsandstein moyen. Ce Conglomérat inférieur a souvent été assimilé au Conglomérat d'Eck de la Forêt-Noire, mais ce parallélisme est encore discuté. Il se distingue des autres niveaux conglomératiques rencontrés occasionnellement dans le Grès vosgien, ainsi que du Conglomérat principal, par son manque de cohésion (très faible nourrissage des grains de quartz), la teinte de la matrice : rouge sombre à gris violacé, et surtout l'abondance des cailloutis de 5 à 10 millimètres. Parmi les galets, de petite taille (longueur maximale autour de 10 cm, mode voisin de 3 cm), les quartz sont plus abondants que les quartzites, et la proportion de roches diverses (lydiennes, rhyolites, granites) peut atteindre 10 %. L'émoussé des galets est très variable selon les points, les valeurs les plus faibles correspondant à une plus grande fréquence des indices de façonnement par le vent (col de la Croix Brignon).

Le Grès vosgien *sensu stricto* est dans l'ensemble un grès feldspathique (15 % d'orthoclase en moyenne), rose, à grains bien arrondis. Il est possible d'y distinguer deux faciès principaux. Le faciès grossier (grain dominant de l'ordre de 0,5 mm), de teinte claire, est très peu argileux; il est généralement bien cimenté par le nourrissage des grains de quartz, ce qui lui donne un aspect miroitant, et peut former des reliefs ruiniformes (Petit Rougimont, les Trois-Pierres). Les stratifications obliques sont de règle, souvent soulignées par des alignements de galets ou même des niveaux conglomératiques décimétriques. Elles permettent de reconstituer la direction des écoulements fluviaux responsables du dépôt : vers l'Est, avec des variations du Nord-Est au Sud-Est, mais avec une dominante nord-est. Le faciès fin (grain dominant de 0,2 à 0,3 mm), plus sombre, et plus riche en argiles : tantôt diffuses sous forme de matrice entre les grains, tantôt concentrées en très minces lits ou en lentilles de plusieurs décimètres d'épaisseur. Il est relativement friable et n'est généralement mis en évidence, sous les manteaux d'éboulis, que par des travaux de terrassement. La stratification dominante est horizontale ou faiblement pentée.

La répartition tant horizontale que verticale de ces deux faciès est difficile à préciser en raison des mauvaises conditions d'affleurement. Immédiatement au-dessus du Conglomérat inférieur, c'est le faciès fin qui semble dominer, bien que sporadiquement y apparaisse le faciès grossier, formant parfois de petites falaises (flanc est de la Corbeille). Ces niveaux grossiers de base sont souvent caractérisés par l'abondance des galets intraformationnels provenant du remaniement de lentilles argileuses, lesquelles donnent lieu, latéralement, à des lignes de sources situées à des niveaux variables au-dessus du Conglomérat inférieur. Un niveau dur, encore discontinu, se localiserait vers le tiers inférieur de la formation : crête à l'Ouest du col d'Asson, relais (radio-télévision) du Donon. Mais c'est vers

le tiers supérieur que le faciès grossier est le plus largement développé; sur le flanc nord de la vallée de la Plaine il se traduit par une série de promontoires rocheux en contrebas de la corniche du Conglomérat principal; les rochers du sommet du Donon correspondent également à ce niveau. Quant au sommet de la formation, la rareté des corniches mixtes, montrant le contact du Conglomérat principal sur le Grès vosgien (comme au Nord du château de Châtillon), laisse supposer une prépondérance du faciès fin.

t<sub>1c</sub>. **Conglomérat principal = Poudingue de Sainte-Odile.** Cette formation joue un rôle morphologique essentiel dans le paysage gréseux car, de tout le Buntsandstein, c'est la plus résistante à l'érosion. Elle affleure principalement, profondément disséquée par un réseau hydrographique dendritique, dans une bande SW—NE de Neufmaisons à Lafrimbole, sous forme de longues files de rochers formant falaises; il en persiste également de nombreux témoins, en entablements sur les sommets, dispersés sur la moitié orientale de la feuille; c'est donc le principal repère structural de la couverture. Il convient de noter toutefois que, dans certains secteurs très localisés, notamment au Sud-Est de Neufmaisons (entre les ruisseaux de Voné et de la Forge-Evrard), le Conglomérat peut être très mal consolidé, ce qui le rend peu apparent dans la morphologie, mais permet son exploitation en gravières; ces zones ne semblent pas liées à la tectonique mais à un enrichissement précoce en ciment argilo-ferrugineux vivement coloré.

Les épandages de galets colluvionnés au pied des falaises, ainsi que les versants orientés dans le même sens que le pendage structural, ont fréquemment conduit autrefois à surestimer la puissance du poudingue; partout où elle a pu être mesurée, celle-ci est légèrement inférieure ou égale à 20 m (17 m au forage AEP de Blâmont).

La formation est constituée par l'empilement de corps conglomératiques lenticulaires, souvent granoclassés, d'épaisseur métrique. Les galets, très bien émoussés pour la plupart, sont essentiellement de quartz filonien blanc et de quartzites roses à gris, en proportions à peu près égales; leur taille oscille en moyenne autour de 5 cm, mais peut dépasser couramment 15 centimètres. Des galets à façonnement éolien se rencontrent surtout dans la moitié sud du territoire de la feuille : en relative abondance près du rocher de Pierre-Percée et au Kohlberg, de manière plus sporadique entre ces deux points, de part et d'autre de la vallée de la Plaine. La matrice réunissant les galets présente, comme les lentilles gréseuses intercalées dans le poudingue, les mêmes caractères pétrographiques que le Grès vosgien. Aux Harcholins, comme plus au Nord dans le cadre de la feuille Sarrebourg, le Conglomérat principal présente de minces niveaux psammitiques, très riches en mica blanc mais aussi en biotite profondément altérée; la présence de ces micas est constante dans tout le Buntsandstein moyen mais, habituellement dispersés et écrasés par compactage, ils échappent très souvent à l'observation.

Le toit du Conglomérat principal est parfois marqué, notamment dans un rayon de 2 à 3 km autour d'Angomont, par des niveaux argileux bariolés, du rouge au vert, et finement sableux gris violacé, à stratification confuse. Ils représentent la Zone-limite violette, qui correspond à un horizon pédologique et témoigne donc d'un arrêt de sédimentation particulièrement long. De la cornaline y a été signalée autrefois à l'Effoureux; il en existe également, accompagnée de dolomie grenue, dans des tranchées de guerre à 600 m au Sud-Est du château de Châtillon. Le développement de la Zone-limite violette reste cependant très sporadique sur le territoire de la feuille Cirey et de nombreux sommets de falaise montrent les premiers bancs gréseux des Couches intermédiaires reposant directement sur le Conglomérat principal.

t<sub>2</sub>. **Buntsandstein supérieur.** Cet ensemble constitue l'essentiel des reliefs boisés qui, de Neufmaisons au Sud-Ouest à Lafrimbole au Nord, marquent nettement dans le paysage la retombée occidentale du massif vosgien. Dans la série

gréseuse attribuée au Buntsandstein supérieur, puissante de 70 à 80 m, où l'on passe progressivement de faciès grossiers de base à des faciès fins, alternant finalement avec des bancs argileux au sommet, il n'est pas aisé de placer des coupures lithostratigraphiques précises. Le terme de Couches intermédiaires (... entre Grès vosgien et Grès à *Voltzia*), classiquement utilisé pour en désigner le corps principal, traduit bien cette difficulté.

t<sub>2a</sub> . **Couches intermédiaires.** La puissance de cette formation est généralement très voisine de 50 m, mais parfois supérieure : 55 m à Val-et-Châtillon, 60 m au Sud-Est de Badonviller. A environ 10-15 m du sommet, un niveau repère, connu sous le nom de *Zone violette supérieure*, car ses caractères rappellent ceux de la Zone-limite violette, permet parfois d'établir une coupure, arbitraire, entre Couches intermédiaires inférieures et supérieures (Est de Neufmaisons, la Combelle, Bréménil, Ouest de Val-de-Châtillon); mais il échappe trop souvent à l'observation pour être représenté systématiquement sur la carte. A l'Est de Parux, une petite carrière le long de la D8 a livré, à ce niveau, des empreintes de pas de Reptile de grande taille, mais très mal conservées.

- *Les Couches intermédiaires inférieures* présentent une teinte dominante lie-de-vin à rose et apparaissent presque toujours en bancs épais à stratification oblique. Leur aspect « en grand » peut rappeler le Grès vosgien, et A. Braconnier (1883) les avait réunies avec la série sous-jacente en une même formation (Grès d'Angomont). A l'examen pétrographique, elles se rapprochent plutôt des Grès de Senones, ce qui les différencie nettement des niveaux gréseux par lesquels se termine parfois le Conglomérat principal : abondance (20 à 25 %) et grande taille (plusieurs millimètres parfois) des feldspaths, granulométrie moyenne très variable (0,3 à 0,6 mm) et classement souvent mauvais, présence de petits galets de quartz peu émoussés, nourrissage siliceux des grains gêné par une matrice argilo-ferrugineuse, même dans les niveaux grossiers. Ce dernier caractère explique la rareté des affleurements naturels sous forme de rochers. A une vingtaine de mètres de la base peut se rencontrer, très rarement, un niveau conglomératique assez analogue à ceux du Poudingue de Sainte-Odile (Haut-Bois au Sud-Est de Val-et-Châtillon). Plus haut, c'est surtout l'aspect tacheté, voire caverneux, dû à de nombreux petits amas d'oxyde de manganèse pulvérulent, qui est caractéristique.

- *Les Couches intermédiaires supérieures* se distinguent surtout par leur hétérogénéité dans les teintes (lie-de-vin à gris ou jaune) comme dans la granulométrie des différents bancs (fréquence des lentilles argileuses). Les galets ont disparu, les taches noires sont localisées à la base des bancs ou absentes. Certains niveaux annoncent déjà le Grès à *Voltzia* par la finesse du grain et la présence de quelques débris végétaux. Une petite carrière abandonnée, près de la maison forestière du Bois-Canon aux Harcholins, en constitue un des meilleurs affleurements.

t<sub>2b</sub> . **Grès à *Voltzia*.** Cette formation, tout comme la précédente, n'apparaît jamais en affleurements naturels, mais c'est le principal niveau gréseux ayant été activement exploité en carrières, tant pour la taille de pierres de construction que pour la confection de meules. Sa puissance semble constante au Nord de Badonviller (20 m), mais elle augmente vers le Sud pour atteindre 30 m à Neufmaisons. Sur les deux tiers inférieurs domine un faciès massif (grès à meules), dans le tiers supérieur alternent bancs gréseux et argileux (grès argileux), mais il n'existe pas, dans le cadre de la feuille Cirey, de limite nette entre les deux ensembles.

- *Le grès à meules* se présente comme un empilement de grandes lentilles à base érosive, de plusieurs dizaines de mètres de large et de quelques mètres d'épaisseur, correspondant à des remplissages de chenaux fluviaux successifs. La base du Grès à *Voltzia* peut être placée au niveau de l'apparition, dans la série, de faciès particuliers, localisés au fond de ces chenaux : ce sont généralement des brèches intraformationnelles très riches en débris végétaux (*Equisetites*, *Anomopte-*

ris, rarement *Voltzia*) charbonneux et limonitiques, plus rarement des brèches dolomitiques azoïques (Nord-Ouest de Val-et-Châtillon) ou des grès roux à empreintes de coquilles, dissoutes, de Mollusques marins. A Val-et-Châtillon et près de Neufmaisons, on a pu reconnaître dans ces derniers niveaux : de nombreuses *Bakevella* et *Gervillia*, quelques *Homomya*, *Pleuromya* et *Naticopsis*, ainsi que des Myophories, dont *Myophoria vulgaris* qui indique un âge déjà anisien (Trias moyen) pour cette formation.

Les bancs paraissent massifs en première observation, mais de discrètes variations de teinte permettent presque toujours d'y mettre en évidence de fines laminations; ils ne sont généralement séparés que par de minces joints argileux, gris verdâtre, ou psammitiques (muscovite et biotite verte), et les épaisses lentilles argileuses sont rares. Les teintes varient de rose à grisâtre ou jaunâtre. La granulométrie est fine et remarquablement constante (grain moyen = 0,10 mm), sauf tout à fait à la base des lentilles; les grains de quartz et de feldspath (25 % en moyenne) sont assez anguleux et présentent des phénomènes de nourrissage.

• Dans le grès argileux alternent des bancs décimétriques de grès, pétrographiquement identiques aux précédents mais de teinte lie-de-vin, avec des bancs argileux rouge sombre ou bariolés de vert. Il s'y intercale par places quelques bancs de grès friable, de teinte chocolat ou café-au-lait, généralement fossilifères, qui annoncent le Grès coquillier.

3. **Muschelkalk inférieur. Grès coquillier s.l.** Sur le territoire de la feuille Cirey, le Muschelkalk inférieur présente un développement des faciès gréseux et sableux suffisamment prédominant sur celui des faciès argileux ou calcaréo-dolomitiques, par rapport aux régions plus septentrionales, pour qu'il soit déjà qualifié dans son ensemble du terme de *Grès coquillier* (E. Kraus, 1925). La bande d'affleurement, large de 3 km au maximum, surtout couverte de prairies et de cultures, correspond en gros à une surface structurale, particulièrement nette de Neufmaisons à Badonviller, qui s'enfonçe progressivement vers le Nord-Ouest sous les croupes boisées marquant la base du Muschelkalk moyen. Il n'est possible d'y effectuer des observations précises que de manière très sporadique : dans le lit des ruisseaux ou à la faveur de travaux de terrassement.

Entre Cirey et Bréménil, la puissance du Muschelkalk inférieur atteint près d'une cinquantaine de mètres, sans que l'on puisse préciser davantage par les seules méthodes structurales, en raison d'un amortissement brutal des pendages dans ce secteur; cet ordre de grandeur est cependant confirmé par le forage de Blâmont. Au niveau des Carrières-de-Badonviller, cette puissance diminue brusquement (30 m); elle se réduit à une vingtaine de mètres à Neufmaisons. Au-delà vers le Sud-Ouest (feuille Rambervillers), la formation finit par devenir discontinue.

La base du Grès coquillier est marquée essentiellement par la disparition, assez brutale et presque complète, des teintes lie-de-vin caractérisant le grès argileux : les niveaux gréseux sans fossiles deviennent gris verdâtre, parfois rose-lilas, les niveaux argileux gris-bleu. Ce critère, très pratique dans les labours, est moins utilisable sous couvert forestier par suite de la réduction du pigment ferrique rouge lors de la pédogénèse. Dans ce cas, le meilleur guide est l'abondance des niveaux gréseux brunâtres criblés de moulages de fossiles marins.

La faune est variée (E. Kraus cite 35 espèces courantes) et comporte surtout des Lamellibranches (Myophories, Limidés, Pectinidés, etc.), mais également quelques Gastéropodes, des Brachiopodes (*Coenothyris*, *Spiriferina*) et des Echinodermes (*Cidaris* et surtout *Encrinus*). L'abondance relative des différentes espèces ne permet guère de corrélations avec des subdivisions du Muschelkalk inférieur établies plus au Nord, car les faciès sont ici très changeants dans le détail et de nombreuses formes sont précisément liées aux conditions paléoécologiques : les *Myacites* (= *Pleuromya*) prospéraient dans les milieux sableux riches en argiles, alors que les *Encrinus* et *Térébratulés* préféraient des eaux plus claires.

Par contre, sur des bases essentiellement lithologiques, E. Kraus a proposé, pour la zone de puissance maximale, une subdivision du Muschelkalk inférieur en trois unités, qui peuvent être conservées dans leurs grandes lignes, bien que les observations de surface comme de subsurface aient permis de modifier sensiblement les idées de cet auteur sur la partie supérieure.

- **Le Grès coquillier inférieur**, ou Grès coquillier *sensu stricto*, est essentiellement constitué de grès fins (grain moyen : 0,10 mm), en plaquettes séparées par de petits niveaux argileux, tantôt gris verdâtre et azoïques, tantôt brunâtres et riches en fossiles. Il n'atteint qu'une quinzaine de mètres d'épaisseur vers Parux, mais semble se développer considérablement autour de Cirey aux dépens de la base argileuse de l'unité suivante. Il peut s'y intercaler, dans ce dernier secteur en particulier, des lentilles gréseuses suffisamment épaisses pour rappeler le Grès à *Voltzia*. La faune comprend déjà la plupart des espèces du Muschelkalk inférieur, mais les individus sont généralement de taille inférieure à la normale, surtout dans la partie inférieure; *Spiriferina fragilis* semble exclusivement localisée dans les niveaux de l'extrême base.

- **Les Couches de Bois-Coupé**, qui atteignent une trentaine de mètres de puissance maximale, comprennent deux ensembles d'importances à peu près égales. La base, essentiellement argileuse et argilo-sableuse, se traduit dans la morphologie par une dépression empruntée notamment par le ruisseau du Pré-l'Abbé. Le sommet, plus résistant à l'érosion, forme parfois une petite cuesta : bois du Haut de la Tour. Autour de la maison forestière de Bois-Coupé (entre Bréménil et Montreux), ces assises supérieures sont riches en bancs de dolomie gréseuse où les fossiles, abondants, sont rarement dissous : *Myophoria vulgaris* et surtout entroques. Mais plus au Nord dominant des grès, plus ou moins micacés, pauvres en fossiles, se débitant souvent en dalles ou en feuillets. L'ensemble se termine par 3 m environ de marnes grises.

- **Les Couches à Orbicularis** n'ont été bien caractérisées qu'en sondage et sont peu épaisses (4 m environ). Ce sont typiquement des dolomies, gris bleuâtre en profondeur, devenant jaunâtres à l'altération, pouvant passer à des grès tantôt azoïques tantôt criblés de moulages de *Myophoria (Neoschizodus) orbicularis*.

Vers le Sud, à partir des Carrières-de-Badonviller, l'ensemble du Muschelkalk inférieur semble prendre les caractères du Grès inférieur et la subdivision tripartite n'est plus possible.

4. **Muschelkalk moyen (Muschelkalk marneux)**. Au Muschelkalk inférieur, essentiellement gréseux et franchement marin, succède brutalement le Muschelkalk moyen essentiellement argileux et évaporitique. Cette lithologie se traduit dans la morphologie de la zone d'affleurement, qui forme une dépression vallonnée entre les contreforts gréseux du massif vosgien et la cuesta calcaire (Muschelkalk supérieur) limitant le plateau lorrain; c'est la zone la plus activement cultivée dans le périmètre de la feuille.

La puissance totale de la série ne peut être évaluée avec précision qu'en sondage; sous couverture protectrice, elle atteint 103 m, dont 14 m de sel gemme, au forage AEP d'Autrepierre (231-8-11, feuille Parroy), à moins de 5 km au Nord-Ouest du forage de Blâmont; mais en affleurement elle tombe à 70-65 m (Blâmont, Saint-Maurice-aux-Forges), ce qui est habituellement attribué à une dissolution de la totalité du sel et d'une grande partie des sulfates (anhydrite et gypse). Dans le triangle Haut-Seille—Blâmont—Montreux, une analyse rapide des contours indiquerait une épaisseur encore réduite de moitié; en fait il ne s'agit vraisemblablement que d'une anomalie apparente, car la structure est beaucoup plus complexe que ne le laisserait supposer l'allure du plateau de Couches blanches (Muschelkalk moyen terminal) subhorizontales de Harbouey, dont la cote est très voisine de celle de la base de la cuesta périphérique. Ce plateau semble correspondre en effet à une légère dépression synclinale (inversion de relief) entre deux dômes anticlinaux de

faible extension. L'un, centré sur la colline de la Ladrerie (entre Cirey et Haute-Seille), a été mis en évidence par les levés de surface; l'autre, centré sur la vallée du Vacon entre Harbouey et Halloville, n'a pu être décelé que par sondages.

Comme dans le reste de la Lorraine, le Muschelkalk moyen peut être subdivisé en trois formations :

t<sub>4a</sub>. **Les Couches rouges**, à la base, sont activement exploitées en carrière à Pexonne pour la fabrication de briques et de tuiles. Leur épaisseur est très constante : égale ou légèrement supérieure à 20 mètres. Ce sont essentiellement des argilites bariolées : gris verdâtre à rouge-brun, avec quelques intercalations de plaquettes dolomitiques jaunâtres et de plaquettes microgréseuses, souvent finement micacées, montrant à leur face inférieure des moulages de cubes de sel en relief. En profondeur, les lentilles et filonnets de gypse secondaire sont fréquents. C'est l'origine de la source sulfatée calcique de Nonhigny, qui vient au jour, au fond d'une légère cuvette synclinale, grâce à la perméabilité latérale des argilites liée à leur débit en feuillet. Moins propices aux cultures que le reste du Muschelkalk moyen, les sols sur Couches rouges sont encore assez fréquemment boisés.

t<sub>4b</sub>. **Les Couches grises**, puissantes d'une quarantaine de mètres, sont essentiellement constituées de marnes feuilletées grises, plus ou moins sombres, devenant beiges à l'altération. Des plaquettes dolomitiques blanchâtres à grain fin, ainsi que de petits accidents siliceux lenticulaires gris clair, ne sont pas rares, en particulier dans la moitié supérieure de la formation. Le gypse, abondant sous couverture importante sur les feuilles voisines, a été dissous depuis la mise à l'affleurement et jusqu'à une assez grande profondeur : une vingtaine de mètres au forage de Blâmont. Des dolomies grises, rencontrées dans ce forage, pourraient correspondre à un équivalent latéral partiel des couches de sel. Au sommet se développe progressivement, au sein des marnes, un faciès de calcaire cloisonné (*Zellenkalk*) très caractéristique. Les Couches grises n'affleurent jamais en coupe naturelle, mais ce niveau terminal est bien exposé dans la tranchée de la D 177, à la sortie nord de Frémonville.

t<sub>4c</sub>. **Les Couches blanches** correspondent à un niveau peu épais (5 à 10 m au grand maximum) de calcaires et dolomies à grain fin, à toucher souvent crayeux, de teinte blanc-crème. Leur base est souvent marquée par un niveau de cargneules avec dalles décimétriques de silixite oolithique gris-noir (Nord-Ouest de Barbas). Dans la topographie, elles participent le plus souvent au relief de cuesta induit par le Muschelkalk supérieur. Mais à la Côte Saint-Jean et surtout autour de Harbouey elles forment une surface structurale indépendante, partiellement recouverte de limons et argiles de décalcification emballant des blocs résiduels de calcaire à entroques.

t<sub>5</sub>. **Muschelkalk supérieur (Muschelkalk calcaire)**. Les assises calcaires du Muschelkalk supérieur se traduisent dans la morphologie par une cuesta très marquée, dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille, de Frémonville à Saint-Maurice-aux-Forges. Elle n'est interrompue que par les percées, grossièrement cataclinales (ou conséquentes), de la Vezouze à Blâmont et du Vacon à Barbas. Son allure générale sinueuse reflète des variations importantes dans l'orientation des pendages : en limite nord de la feuille ils sont dirigés vers le Nord ou le Nord-Ouest, le long de la bordure ouest ils convergent vers les environs d'Ancerville pour former une cuvette. L'allure du Muschelkalk sous les cailloutis de piedmont à Montreux, ainsi qu'à Tanconville (feuille Sarrebourog) au Nord de Haute-Seille, indique clairement que cette côte est d'origine relativement récente : postérieure à ces épandages. A l'Ouest de Barbas et d'Halloville, les phénomènes de détente à proximité du front de la cuesta ont favorisé la formation de petits réseaux karstiques locaux.

La série atteint une puissance totale de l'ordre de 60 m dans le cadre des feuilles voisines, mais, ici, elle est tronquée à son sommet par la surface topographique et masquée par un épais manteau de formations superficielles. On y distingue classiquement trois formations.

t<sub>5a</sub>. **Le Calcaire à entroques** (7 à 10 m) forme le front de la côte, car c'est l'assise la plus résistante. Les calcaires, de teinte dominante grise, se présentent en bancs massifs, d'épaisseur souvent métrique, séparés par de minces joints argileux. A la base ce sont essentiellement des calcaires autochtones à grosses entroques (*Encrinus liliiformis*), puis des calcarénites à entroques et oolithiques; dans la partie moyenne dominent les calcaires oolithiques, surtout à Montreux; le sommet est caractérisé par des calcaires coquilliers à patine rousse. L'ensemble a été exploité pour pierre de construction à Montreux, Halloville, Barbas et surtout Frémonville. Une dolomitisation secondaire s'est parfois développée dans cette formation, surtout à la base (Sud de Barbas), donnant à la roche une teinte orangée, une mauvaise tenue et un toucher sableux, mais les entroques sont toujours reconnaissables.

t<sub>5b</sub>. **Le Calcaire à Cératites**, riche en niveaux argileux, forme la crête et le revers de la côte. Il n'est bien exposé que dans la partie supérieure des grandes carrières de Frémonville; ailleurs il n'affleure, très mal, que dans les champs et le lit des ruisseaux. C'est une alternance de bancs calcaires durs, épais de 2 ou 3 m à une vingtaine de centimètres, avec des bancs marneux tendres. Les bancs calcaires comportent fréquemment deux parties nettement distinctes : à la base un calcaire sublithographique, d'origine chimique, terminant une séquence de dépôt, au sommet une calcarénite plus ou moins gréseuse, bleuâtre ou roussâtre, marquant la base d'une nouvelle séquence.

Seule la quinzaine de mètres basale du Calcaire à Cératites a fourni des fossiles déterminables. Les Cératites (*C. compressus* et *C. evolutus*) indiquent que le toit du Calcaire à entroques correspond, ici, sensiblement à la limite Anisien-Ladinien; sur le territoire des feuilles voisines, *C. nodosus* n'apparaît qu'à plus de 20 m au-dessus de ce niveau. Mais les espèces les plus courantes sont des Lamelli-branches : *Hoernesia socialis*, *Plagiostoma striatum*, *Pleuronectites laevigatus*, *Prospodylus comtus*, *Mytilus eduliformis*, etc. A Frémonville ont été trouvés en outre quelques Brachiopodes (*Coenothyris vulgaris*), Gastéropodes (*Loxonema obsoletum*) et Crustacés décapodes (*Pemphix sueuri*).

**Le Calcaire à Térébratules** doit être assez largement représenté dans la cuvette d'Ancerviller, car la Dolomie inférieure de la Lettenkohle apparaît déjà vers 310 m d'altitude, au Nord du Hameau, à 200 m seulement au-delà des limites de la feuille Cirey (ancienne carrière du Haut de Chalange). Mais il n'affleure nulle part, totalement masqué par des formations d'altération argileuses, enrichies de limons en surface, pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Une tranchée d'adduction d'eau a toutefois mis à jour, vers 250 m au Sud-Est du village, de gros blocs de calcaire coquillier, à patine jaune et poudreuse, pouvant être rapportés à ce niveau; la plupart des coquilles y étaient dissoutes et les cavités résultantes tapissées d'un enduit roux, plus ou moins dolomitique. Au-dessus du Calcaire à Cératites, les fragments de lumachelle silicifiée blanchâtre, épars au sein des argiles de décalcification et particulièrement abondants au Nord de Saint-Maurice, peuvent être considérés comme des témoins d'une ancienne couverture de Calcaire à Térébratules.



## FORMATIONS SUPERFICIELLES

### QUATERNAIRE

Ces formations d'âge généralement quaternaire forment un recouvrement presque continu, les affleurements du substrat n'occupant que des surfaces de très faible étendue. Seules ont été représentées celles dont la nature, la situation ou l'extension présente un intérêt. Les plus étendues d'entre elles, les formations périglaciaires de versant n'ont pas été représentées. Nous les décrivons brièvement. Les formations glaciaires et alluviales ont été figurées de la manière la plus exhaustive possible. Quelques recouvrements de formations limoneuses et de formations d'altération nous ont paru suffisamment épais pour être représentés sur la carte.

### Formations glaciaires

Dans la partie montagneuse de la feuille, en contrebas de crêtes dont l'altitude est comprise entre 700 et 1000 m s'observent des formes et des dépôts glaciaires de développement modeste, mais assez caractéristiques. Si quelques-uns de ces sites anciennement couverts de glace sont connus de longue date (l'origine glaciaire du lac de la Maix apparaît sur la 1<sup>re</sup> édition du 1/80 000 Lunéville, levé de 1889 à 1893), seule l'étude de M. Darmois-Théobald (1972) a donné une idée du développement des glaciations quaternaires dans cette région. Nous renvoyons le lecteur à cet ouvrage pour les détails des formes glaciaires. Les anciens cirques glaciaires et niches de nivation reconnus ont été représentés par des figurés particuliers. Barrés par un bourrelet morainique, les cirques les plus caractéristiques sont celui du lac de la Maix et ceux du Rond-Pertuis (à l'Ouest de Salm) et du Trou du Cuveau (à l'Est de Moussey). L'ombilic du plus grand nombre d'entre eux est occupé par une tourbière (Tz). Parmi les niches de nivation certaines sont très évoluées et proches du stade « cirque » (niches de la haute vallée de la Sarre blanche). Quelques dépôts glaciaires conservés permettent d'avoir une idée de l'importance de ces névés et petits glaciers. Dans l'ensemble, ils ne paraissent guère avoir débordé, même vers l'aval, le cadre des niches et des cirques avec un développement d'amont en aval n'excédant généralement pas 1 km. Seuls les vallons qui encadrent l'éperon de la Maxe, près de Salm, ont été plus largement occupés par des névés et de la glace avec un développement longitudinal atteignant 2 km. Ces appareils glaciaires ayant eu des dimensions trop modestes pour donner des moraines de lithologie nettement différenciées, nous distinguerons seulement les dépôts morainiques bien caractérisés (Gx-y) et d'autres amoncellements de blocs moins caractéristiques (EG). Dans le contexte de la partie septentrionale des Vosges, remarquons que les formes glaciaires sont plus nettes et les moraines plus développées dans le domaine des Vosges gréseuses que celui des Vosges granitiques (Champ-du-Feu).

**Gx-y. Moraines d'âge riss à würm indifférenciées.** Elles sont constituées par des accumulations de blocs, chaotiques, très nettement plus développées que celles données par les éboulis de gravité ou liés aux processus périglaciaires. Ces moraines forment souvent des reliefs plus ou moins en forme de bourrelet, en fonds de vallons ou en bas de versant. Les plus typiques d'entre elles sont celles qui barrent les cirques glaciaires, à l'aval, tel que celui du lac de la Maix. Ce sont des vallum morainiques. Le relief de ces bourrelets est généralement modeste, de l'ordre de quelques mètres, mais peut dépasser 10 m dans certains cas (vallum du cirque sud de Bambois). Dans quelques sites, le fond du vallon est occupé par une accumulation de blocs formant un relief convexe très net, à la façon d'un glacier rocheux (niche au-dessus du Rain-de-la-Vierge à Moussey). Dans les vallons qui encadrent l'éperon de la Maxe s'observent des moraines assez caractéristi-

ques. Dans le coude du vallon de Basse-Madeleine, en rive droite et dans le vallon de Grand-Sillet, entre les points cotés 581 et 563 (coupure, à 1/25 000, 7-8) des moraines formant des replats et des reliefs nettement détachés du versant pourraient être, en partie, des moraines latérales.

Dans l'ensemble, dans ces moraines, les blocs de grès sont plus émoussés et mieux calibrés que dans les éboulis de gravité. Dans certaines parties des moraines, on observe des passées à galets de grès indiquant un remaniement par les eaux de fonte. La matrice est plus abondante que dans les éboulis et certaines moraines sont hydromorphes à la différence de ceux-ci. Notons l'absence ou la très faible altération des blocs de grès (blanchiment). M. Darmois-Théobald (1972) note la fraîcheur des vallum de cirque et que certains d'entre eux ont pu être occupés par des névés jusqu'au Tardiglaciaire (Trou du Cuveau, à vallum double). Cela confirme l'opinion de J. Becker et Cl. Sittler (1952) qui observent l'occupation des ombilics par une végétation seulement à la fin du Préboréal. Dans l'impossibilité de dater les moraines avec précision nous avons préféré utiliser la notation indifférenciée Riss à Würm, tout en pensant qu'une bonne partie des moraines datent ici des glaciations wurmiennes.

**EG. Amoncellements de blocs, liés probablement à l'existence de névés quaternaires en amont.** Ce sont des accumulations de blocs ressemblant aux moraines, mais malgré tout moins développées et moins chaotiques. Dans certains cas, on peut se demander s'il s'agit vraiment de matériaux plus ou moins déplacés par la glace ou des blocs dégagés par d'importants ruissellements d'eau de fonte de neige. Remarquons que les « éboulis » sont généralement plus développés sur les versants dont les crêtes et les parties hautes ont été probablement bien enneigées au cours du Quaternaire.

### Formations d'altération

*At<sub>3</sub>*. **Limons d'altération du Grès coquillier.** Les assises du Grès coquillier comprennent une fraction sableuse fine et silteuse, prédominante dans une bonne partie des bancs. Lors d'une altération modérée, ces assises donnent donc une formation superficielle limoneuse, souvent difficile à distinguer de limons loessiques altérés, de granulométrie similaire et sujets aux mêmes processus de pédogénèse.

Les limons d'altération du Grès coquillier ont été figurés au Sud de Pexonne et dans le bois d'Harboué où ils sont développés et peuvent avoir une épaisseur de 3 m, voire plus. L'analyse granulométrique de deux échantillons-types prélevés dans le bois d'Harboué (profondeur 1,25 et 2,75 m) montre que ces formations sont essentiellement constituées par une fraction limoneuse très fine à particules comprises entre 2 et 80  $\mu$ . Elles contiennent souvent, surtout dans leur partie inférieure, des débris lithiques de grès, généralement de petite taille.

Les formations d'altération du Muschelkalk moyen n'ont pas été représentées, car elles sont en général peu épaisses (1 m au plus) et souvent recouvertes par des formations solifluées et colluvionnées, fait lié à la position topographique déprimée de leur zone d'affleurement. Ce sont des formations brunâtres, brun jaunâtre ou gris panaché d'ocre, argilo-limoneuses liées à des pédogénèses plus ou moins hydromorphes. Elles présentent souvent un faciès de pseudogley.

*At<sub>5</sub>*. **Formation d'altération argileuse du Muschelkalk supérieur, enrichie en limons en surface.** Le plateau, à surface ondulée dont l'entablement est formé par les Calcaires à entroques, les Couches à Cératites et les Calcaires à Térébratules est recouvert par une formation superficielle limono-argileuse, d'épaisseur très variable. La formation superficielle *At<sub>5</sub>* provient, pour une large part, de la fraction insoluble argileuse et silteuse des Couches à Cératites, libérée par des processus de pédogénèse (brunification et lessivage). La prédominance fréquente de la fraction limoneuse dans la partie supérieure de la formation est peut-être liée à des apports

éoliens à caractères loessiques. La présence fréquente de concrétions ferromanganiques (ou pisolithes ferrugineux) au sein de la formation (J.M. Fremion, 1972) indiquent que ces matériaux ont subi une pédogénèse lessivante en milieu hydromorphe temporaire, d'âge vraisemblablement quaternaire.

A proximité de la cuesta, les dolines, entonnoirs et cavités karstiques du Calcaire à entroques sont tapissés ou comblés par des argiles de décalcification et des matériaux divers piégés (limons d'altération des Couches à Cératites, sables et galets des alluvions anciennes).

**LP. Limons et colluvions limoneuses indifférenciés.** Ces formations paraissent cantonnées au domaine alluvial de la partie lorraine de la feuille, à l'exclusion du massif vosgien. Elles recouvrent souvent des alluvions anciennes. Nous n'avons malheureusement pu observer aucune coupe dans ces limons. Une souche d'arbre, dans le bois de la Haie de Luth à Montreux, nous a montré un pseudogley limoneux dont les particules les plus grossières appartiennent au domaine des sablons fins (50 à 80  $\mu$  ; 10 % de l'échantillon). La répartition des limons LP plaide plus pour une origine fluviatile que pour une origine éolienne. Une bonne partie de leurs constituants pourraient provenir des formations d'altération du Grès coquillier.

#### Formations alluviales

**Fv. Alluvions d'âge quaternaire ancien. Sables et graviers.** Ces formations affleurent au bois le Prévôt, au Nord-Est de Cirey-sur-Vezouze (carrière abandonnée, à l'angle N 393/D 8), à Petitmont (terrassment du stade, à l'Est du cimetière), à Montreux et, de part et d'autre de ce village, au bois des Boulottes et au bois du Fays. Elles ont été étudiées par J.M. Fremion (1972) à Petitmont et Montreux. Les alluvions Fv ont une granulométrie bimodale, avec une fraction graveleuse souvent prédominante (mode compris entre 15 et 45 mm) et une fraction sableuse moyenne (mode compris entre 0,25 et 0,50 mm). La plupart des galets (quartz et quartzite) proviennent du démantèlement du Conglomérat principal (t<sub>1c</sub>). Les autres galets (moins de 10 %) sont des galets de grès vosgien décolorés, rosâtres à blanchâtres et comptent généralement parmi les plus gros galets (maximum observé 15 cm) ou encore des galets de cornaline et exceptionnellement de granite. L'épaisseur de ces formations est mal connue. Elle paraît être au maximum de 10 m à Petitmont, probablement plus au bois le Prévôt. Dans ces deux sites, l'altitude relative par rapport à celle du lit actuel de la Vezouze est très importante (60 à 80 m). L'altitude relative des dépôts de Montreux par rapport à celles des cours de la Brême et du Vacon est moindre, de l'ordre de 30 m environ, mais l'entaille de ces deux ruisseaux a certainement été moins importante qu'à Val-et-Châtillon et il n'est pas certain que les alluvions Fv des environs de Montreux soient tout à fait en place.

Au Nord-Ouest du domaine vosgien, sur les versants et les hauteurs dominant les vallées, on rencontre des placages de galets de quartz et de quartzite qui sont probablement des lambeaux résiduels d'alluvions semblables à celles de Petitmont. Ces placages sont particulièrement nombreux dans la vallée du Vacon. Les plus importants d'entre eux ont été figurés et notés R<sub>Fv</sub>. Les alluvions Fv paraissent très anciennes et liées à un réseau hydrographique peu incisé et différent du réseau actuel. En comparant l'altération des galets de grès (blanchiment) à celles de galets de grès des terrasses des collines sous-vosgiennes (H. Vogt, 1965), ces alluvions datent probablement du Quaternaire ancien (Mindel exclus). Précédemment, elles ont été considérées comme pliocènes (1/80 000 Lunéville, 2e éd. ; 1/50 000 Sarrebourg), mais beaucoup d'auteurs anciens comprenaient dans le Pliocène des périodes que nous plaçons maintenant dans le Quaternaire.

**Fw-x. Alluvions anciennes, d'âge mindel ou riss, indifférenciées. Sables et graviers.** Nous n'avons malheureusement pas découvert de bonnes coupes dans ces alluvions qui, d'après les affleurements de surface, ont une lithologie comparable à celles des alluvions Fv. Leur position morphologique les distingue nettement de ces dernières (altitude relative 15 à 20 m).

**Fx. Alluvions anciennes, d'âge riss probable. Sables et graviers (vallée de la Plaine).** Quelques témoins d'une terrasse d'alluvions anciennes ont été découverts aux environs d'Allarmont, de Celles-sur-Plaine et au confluent du ruisseau du Vieux-Pré et de la Plaine. Ces témoins se situent quelques mètres au-dessus de la plaine alluviale actuelle. En amont d'Allarmont, un terrassement effectué pour adoucir la courbe de la N 392 (x = 946,325; y = 1 098,500) expose 3 à 4 m de sables et galets, sous une couverture de formation de solifluxion, à blocs de grès vosgien. En amont de Celles-sur-Plaine, un terrassement de même nature, dans un interfluve étroit entre deux ruisseaux, montre de haut en bas :

— une sorte de chenal en V évasé, large de 15 m environ et profond de 4 m rempli par une formation chaotique comprenant essentiellement des blocs de grès longs de 1 m et plus. La matrice comprend des fragments et galets de grès, des galets de quartz et de quartzite remaniés du Conglomérat principal et du sable rouge argileux;

— une couche de sable clair dans laquelle est entaillé le chenal décrit précédemment; épaisseur 1 à plus de 3 mètres;

— des alluvions anciennes, à sables et galets d'aspect semblable à celles d'Allarmont, mais beaucoup moins grossières, visibles sur 1,50 mètre.

**Comparaison des alluvions anciennes d'Allarmont et de Celles-sur-Plaine (Vosges).**

• *Nature des galets* de longueur comprise entre 4 et 15 cm (pourcentages, avec indication, entre parenthèses, de la proportion des galets assez altérés).

|   | Allarmont    | Celles-sur-Plaine   |                   |
|---|--------------|---|-------------------|
| Dévonien                                      | 13           | roches sédimentaires..... 4 (1)   |                   |
|   |              | volcanites basiques..... 4 (4)  |                   |
|   |              | spilites (gros galets)..... 2 (1)                                       |                   |
|   |              | volcanites acides.....  |                   |
|   | 4 (2)        |   |                   |
| Dévonien<br>ou<br>Permien                     | 46 (24)<br>3 | volcanites altérées,<br>violacées (essentiellement acides)..... 25 (24) |                   |
|   |              | mylonites.....  |                   |
| Permien<br>et Bunt-<br>sandstein<br>inférieur | 1<br>15      | rhyolites..... 10   |                   |
|   |              | grès et arkose..... 2   |                   |
| Buntsand-<br>stein<br>moyen                   | 11<br>4      | Grès vosgien..... 14  |                   |
|   |              | galets du<br>Conglomérat<br>principal                                   | quartzite..... 25 |
|   |              |   | quartz..... 14    |
|   |              |   |                   |

● *Granulométrie des galets :*

|  |        |      |
|--|--------|------|
| Longueur médiane (cm).....   | 8      | 5    |
| Longueur du grand galet observé.....                               | ≥70    | 25   |
| Pourcentage de galets de longueur égale ou supérieure à 10 cm..... | 37     | 11   |
| Rudites (éléments de longueur supérieure à 2 mm).....              | 72 %   | 87 % |
| Arénites.....  | 27 %   | 12 % |
| Lutites (particules de diamètre inférieur à 0,050 mm).....         | 1 %    | 1 %  |
| Mode de la fraction rudite (mm).....                               | 25 (*) | 25   |
| Mode de la fraction arénite (mm).....                              | 0,5    | 0,4  |

Ces alluvions appartiennent à la même période glaciaire, mais ont été déposées vraisemblablement dans des conditions un peu différentes, le dépôt d'Allarmont ayant un caractère fluvio-glaciaire (granulométrie très grossière). Dans le contexte vosgien, par leur situation morphologique et leur degré d'altération, ces alluvions peuvent être datées, avec une forte probabilité, du Riss.

Les sables qui surmontent les alluvions anciennes de Celles leur sont vraisemblablement peu postérieurs. Ils sont un peu plus fins que la matrice du dépôt sous-jacent (mode 0,25 mm), avec un bon tri pour une formation alluviale de zone montagneuse (Hétérométrie Pomerol 1,472  $\alpha$  ; Qd  $\omega$  Krumbain : 0,491  $\omega$  ). Leur condition de dépôt pourrait correspondre à une période interstadaire ou même à l'interglaciaire Riss—Würm.

Le chenal rempli de blocs de grès qui les entaillent paraît assez singulier. Ce remplissage est trop grossier pour un dépôt fluvial normal et n'a pas non plus l'aspect d'une moraine. Il est possible que les cirques d'alimentation, en forme de niche, d'où ces blocs pourraient provenir (au Nord-Ouest et au Sud-Ouest de la Tête du Coquin), aient pu être occupés par un névé au cours des glaciations quaternaires, mais nous n'avons pas observé de moraines caractéristiques au fond de ces niches. Un glacier long de 3 km n'est guère concevable dans le Nord des Vosges à une altitude aussi modeste et, avec des grès vosgiens dans le bassin d'alimentation, le supposé glacier aurait laissé de fort belles moraines. Nous pensons que ce dépôt est lié à une brutale venue d'eau due, par exemple, à la rupture d'une poche d'eau retenue par un névé temporaire ou un éboulement important. Cette formation s'est probablement mise en place au cours du Riss ou pendant les premiers stades du Würm.

Fx-y. **Alluvions indifférenciées, Riss ou Würm. Sables et graviers.** Nous avons ainsi noté une formation alluviale au confluent des ruisseaux de la Blette et de la Brême, en aval de Badonviller. Elles sont constituées de galets de quartz et de quartzite, remaniés du Conglomérat principal, de galets de grès rouges et d'une matrice sableuse. Elles se situent à une altitude relative de quelques mètres au-dessus du niveau actuel des ruisseaux. Elles peuvent avoir un âge riss ou würm ancien.

Fz. **Alluvions holocènes. Sables, limons, argiles.** Cette notation couvre le remplissage des basses plaines alluviales, parfois très légèrement entaillées par les rivières actuelles (1 m au plus). Une partie de ce remplissage peut dater de la seconde moitié du Würm, mais faute de données dans ces zones hydromorphes et généralement sans affleurement il n'est pas facile de faire la part entre les alluvions d'âge würm et holocène. Les alluvions des émissaires du massif vosgien sont essentiellement sableuses; celles des rivières secondaires de la bordure du plateau lorrain sont plutôt limoneuses.

---

(\*) Valeur probablement inférieure à la réalité, la quantité d'échantillon tamisée (5 kg) étant trop faible par rapport à la grossièreté du matériau.

A Celles-sur-Plaine, les déblais d'une fouille (— 2 m) creusée dans le fond de la vallée, derrière le cimetière, montrait un matériel sablo-limoneux avec débris végétaux, graviers et petits galets siliceux blancs altérés (milieu tourbeux à pH acide). Parmi ceux-ci, on pouvait reconnaître des galets de quartz et de quartzite remaniés du Conglomérat principal, des galets de grès vosgien (longueur maximale, 15 cm), des roches volcaniques dévoniennes et des rhyolites permienues. Il s'agit probablement d'alluvions d'âge würm, plus ou moins recouvertes par une mince couche de tourbe holocène.

Dans le fond de la vallée de la Sarre blanche, à l'endroit où la N 393 traverse la rivière (entre Saint-Quirin et Lafrimbolle, feuille à 1/50 000 Sarrebourg) une petite exploitation a extrait des sables et des graviers.

Caractéristiques de ce dépôt :

Rudites (éléments de longueur supérieure à 2 mm) : 57 %.

Arénites : 42 %.

Lutites (éléments de diamètre inférieur à 0,050 mm) : 1 %.

Fraction arénite : mode 0,4 mm.

Fraction rudite : mode 25 mm ; plus gros galet observé : 27 cm (grès vosgien).

Nature des galets de la fraction comprise entre 4 et 15 cm : rhyolite permienne : 32,5 % ; grès des Couches de Senones : 20 % ; Grès vosgien : 7,5 % ; quartzite : 35 % ; quartz : 4 %, ces derniers types, remaniés du Conglomérat principal.

#### **CF. Dépôts des fonds de vallons indifférenciés :**

- limons, argiles, avec passées alluviales (vallon du Vacon) ;
- sables et blocs de grès (domaine vosgien).

*Le fond de la vallée du Vacon* est occupé par une formation argilo-limoneuse brun-jaune à grise, épaisse en moyenne de 2 m, avec quelques passées de galets remaniés des alluvions anciennes, fréquents à la base. Un faciès de gley s'est développé dans les parties à hydromorphie quasi permanente avec, par place, une mince couverture de tourbe (données de sondage fournies par J.-M. Fremion, 1972).

*Les fonds des vallons vosgiens* sont tantôt encombrés par des blocs provenant d'éboulements et de coulées de solifluxion, tantôt par des sables (en petites cuvettes alluviales) amenés par les eaux de ruissellement avec des galets remaniés du Conglomérat principal pour les ruisseaux à compétence relativement élevée.

**Tz. Dépôts tourbeux des fonds de cirque glaciaire.** Ces tourbières sont presque toutes localisées dans le bassin en amont du Grand-Gouttis. La plus étendue, la tourbière de la Maxe est bien connue des botanistes. Un peu plus au Sud, nous en avons relevé deux petites au-dessus de Bambois et, au Nord-Est de la feuille dans la vallée de la Sarre blanche, une petite tourbière doit être à l'origine du lieu-dit la Fange. Le profil palynologique de la tourbière de la Maxe a été établi par J.-P. Hatt (1937) ; celui des tourbières du Rond-Pertuis, des Blanches-Roches et de Bipierre par Cl. Sittler (1951). Ces auteurs y ont trouvé la classique évolution du couvert végétal des Vosges, au cours de l'Holocène, avec le développement du Pin (Préboréal), puis du Coudrier (Boréal), de la Chênaie mixte (Atlantique), ici riche en Pin, de la Hêtraie-Sapinière (Subatlantique) avec prédominance du Sapin et enfin de la « forêt diversifiée » à l'époque historique. J. Becker et Cl. Sittler (1952) soulignent l'occupation relativement tardive de ces sites par la végétation (fin de la phase du Pin) suggérant la fonte des derniers névés seulement au début du Préboréal.

L'épaisseur maximale de tourbe reconnue à la Maxe est de 6,50 mètres. Les autres tourbières ont une puissance plus modeste (1 à 3 m). Il s'agit de tourbes acides à Sphaignes.

### Formations périglaciaires de versant

Ces formations ont une telle extension et une telle monotonie de faciès, malgré leur hétérogénéité de détail, qu'elles n'ont pu être représentées afin de ne pas masquer la structure géologique de la région.

Elles sont particulièrement bien développées sur les versants des Vosges gréseuses. J. Tricart (1949) donne une coupe-type de ces formations établie à la suite d'observations dans les Vosges alsaciennes. Dans l'ensemble, les nombreuses entailles des chemins forestiers montrent une formation de solifluxion très grossière à blocs et blocaille de grès pris dans une matrice sableuse généralement ocre (podzolisation), plus ou moins abondante. L'individualisation des coulées de solifluxion est peu fréquente; cette formation apparaît liée à des processus de solifluxion (ou gélifluxion) généralisés s'appliquant aux matériaux d'altération et de gélifraction fournis par les grès. Ces processus ont dû être particulièrement actifs au cours du Würm et du Tardiglaciaire. L'épaisseur du manteau soliflué est généralement comprise entre 1 et 4 mètres. Il déborde largement sur les bas de versants façonnés dans les Couches de Senones.

Dans les parties les plus montagneuses, où l'entaille des chemins est plus importante, nous avons souvent observé sous cette formation de solifluxion grossière une formation plus fine, sablo-argileuse, plus ou moins litée et relativement compacte. Elle comprend des petits fragments de grès de longueur généralement inférieure à 2 centimètres. Les cailloux, de taille modeste, et les galets, remaniés du Conglomérat principal, sont relativement rares, épars ou groupés en passées de faible extension. L'épaisseur de la formation peut dépasser 5 mètres. C'est une formation de gélifluxion laminaire. La ségrégation des matériaux argilo-sableux pose un problème d'origine; rappelons cependant que le faciès fin argileux (voir paragraphe sur le Grès vosgien) paraît bien développé dans la partie supérieure du Grès vosgien, sous le Conglomérat principal.

Les formations schisto-grauwackeuses et volcaniques donnent à l'altération une matière terreuse, limono-argileuse. Celle-ci, généralement remaniée par solifluxion, revêt plus ou moins les versants modelés dans les assises dévoniennes. Elle est plus ou moins riche en débris cryoclastiques d'une dimension moyenne comprise entre 5 et 10 centimètres. Ceux-ci prédominent souvent sur les croupes et les hauts de versants.

Dans le domaine d'affleurement du Muschelkalk, les formations de solifluxion sont également bien développées. En particulier, les versants modelés dans les faciès argilo-silteux du Muschelkalk moyen sont le siège de processus de solifluxion. La pellicule d'altération de ces faciès fins, souvent hydromorphe, est particulièrement sensible à ce lent mouvement gravitaire et forme généralement l'essentiel des masses solifluées. Au cours de leur mouvement, celles-ci ont englobé des matériaux divers : débris lithiques, sables et galets amenés par des coulées de solifluxion, des processus de colluvionnement ou remaniées de formations superficielles plus anciennes. La solifluxion a été particulièrement active pendant les périodes froides du Quaternaire (gélifluxion).

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### MÉTAMORPHISME

Dans les formations dévoniennes et dinantiennes, les deux manifestations de phénomènes de métamorphisme les plus nettes sont le métamorphisme de contact du granite de Fouday—Grendelbruch auquel sont liées des cornéennes et des schistes tachetés, et le métamorphisme thermique qui serait responsable de la genèse des skarns à scheelite de Framont—Grandfontaine. Le premier s'étend sur une assez grande largeur. L. Prévôt (1069) et J.-G. Blanait et F. Lillié (1973) signalent

l'existence d'un métamorphisme général dans le Dévono-Dinantien de la Bruche. Celui-ci, de type Abukuma aurait été suffisant pour provoquer une homogénéisation isotopique datée à  $- 330 \pm 13$  M.A. (L. Prévôt, 1969). Ce métamorphisme se manifesterait par des minéraux tels que des chlorites, des épidotes ou de l'albite. T. Juteau (1970) note que certains faciès, en particulier les faciès intrusifs du massif de Schirmeck, ne sont pas métamorphiques et cette paragenèse est précisément celle des roches spilitiques.

En outre, le métamorphisme thermique des skarns de Framont—Grandfontaine montre qu'il peut exister, sous le massif volcanique de Schirmeck, des masses granitiques situées à une profondeur relativement faible. La question du métamorphisme général dans cette région n'est donc pas un problème simple.

## TECTONIQUE

### Tectonique hercynienne (ou varisque)

Le territoire couvert par la feuille se situe dans l'unité septentrionale des Vosges hercyniennes, généralement rattachée à la zone varisque saxo-thuringienne. Dans l'Est du Bassin de Paris, les Vosges et le Sud-Ouest de l'Allemagne, les structures majeures préorogéniques et orogéniques hercyniennes sont orientées W.SW—E.NE. Cette direction (N 60° à N 70° E) est qualifiée de varisque (« hercynienne » en Allemagne). Très nette dans le massif du Champ-du-Feu et plus au Sud, cette direction structurale majeure est moins apparente dans le massif de la Bruche. Les failles inverses et les axes de plis, liés à la phase sudète, sont plus ou moins parallèles à la direction varisque dans le reste du massif vosgien. Ces structures n'apparaissent pas nettement dans les formations dévono-dinantiennes de la Bruche où les formations sédimentaires ont apparemment été malmenées entre la masse cohérente du massif volcanique de Schirmeck et le futur massif du Champ-du-Feu peut-être déjà armé par plusieurs intrusions granitiques. Sur la rive droite de la Bruche (feuille Molsheim) J.-G. Blanalt et F. Lillié (1973) observent que les formations schisteuses et grauwackeuses du Dévonien ont subi deux phases de plissement. Les plis de la première phase ont des axes d'orientation N 150° à N 160° E, ceux de la seconde phase des axes d'orientation N 50° E. Cette bande de terrains sédimentaires se prolonge au Sud du massif de Schirmeck, où les principales structures semblent s'ordonner autour d'axes de plis de direction N.NW—S.SE, soit sensiblement celle des plis de la première phase mentionnée ci-dessus. Ces formations sont plus ou moins schistosées. Dans le massif volcanique, les structures souples ne sont évidemment guère apparentes.

Désormais, le socle hercynien est formé, compacté et armé de granites; il ne réagira plus aux tensions qu'en se fracturant. Lors des périodes d'intense activité tectonique postérieures à la phase sudète, le massif de la Bruche est découpé en nombreux compartiments.

Parmi les accidents qui les délimitent on peut aisément reconnaître des failles de direction N 20° à N 40° E, si fréquentes dans le massif vosgien et les massifs avoisinants, des failles de direction varisque (N 60° à N 70° E) et des failles de direction (NW—SE). Les jeux sont verticaux, obliques ou horizontaux, généralement sénestres pour la direction N 40° E.

Au cours du Permien, la tectonique cassante est encore active, certains accidents hercyniens rejouent. En examinant les failles qui affectent les formations permienues, on retrouve les directions citées précédemment; la direction varisque apparaît fréquemment dans l'orientation des structures et dans la fracturation. Dans la vallée de la Plaine, une discordance angulaire peut être interprétée comme une manifestation de la phase saalienne qui s'achève par d'importantes venues volcaniques, à chimisme essentiellement rhyolitique.



## Tectonique post-hercynienne

A l'aube du Trias, les massifs de rhyolites permienes (Donon, Nideck) ont plus ou moins joué en paléorelief. La sédimentation triasique ne paraît influencée que par des mouvements épirogéniques. L'âge de la tectonique cassante qui affecte les formations du Trias est inconnu, mais il est probable que ces formations ont été surtout fracturées au cours du Tertiaire, en liaison avec la surrection du horst vosgien. Deux directions apparaissent nettement : une direction N 20° à N 50° E, sensiblement celle des failles majeures du Fossé rhénan, et une direction perpendiculaire. Quelques accidents ont une direction N 70° E suggérant un jeu profond selon une ancienne structure hercynienne. Sur sa bordure orientale et méridionale, apparaissent de nombreux indices d'un mouvement positif du horst vosgien pouvant atteindre localement une amplitude de 300 à 400 mètres. Un gauchissement de la bordure nord-ouest des Vosges au cours du Quaternaire pourrait expliquer la forte altitude relative des alluvions anciennes au niveau de Cirey-sur-Vezouze.

Au Nord-Ouest, la structure de l'entablement du plateau lorrain peut être localement perturbée par des phénomènes de dissolution des évaporites au sein des Couches grises sous-jacentes.

## GÉOPHYSIQUE — DONNÉES SUR LE MAGNÉTISME

Des travaux récents, S. Gańczarski (1977) et A. Roche et *al.* (1977), donnent des indications intéressantes sur le magnétisme du massif de la Bruche et du Champ-du-Feu. Nous les résumons brièvement. Les granites intrusifs hercyniens et les granites tardi-hercyniens sont peu magnétiques. A l'opposé de la bordure méridionale, le métamorphisme de contact au Nord du massif du Champ-du-Feu apparaît peu magnétique. Par contre, le district ferrifère de Rothau et surtout la région de Framont—Grandfontaine sont très magnétiques. Ce résultat apporte des arguments à l'hypothèse d'une origine métamorphique des skarns de Framont—Grandfontaine. Ce métamorphisme aurait été provoqué par une intrusion granitique dont le toit serait actuellement à une profondeur relativement faible.

Les formations permienes de la région du Nideck et du Donon ont été l'objet d'études paléomagnétiques [A. Roche et *al.* (1962) et M. Westphal (1972)].

## OCCUPATION DU SOL

### SOLS ET VÉGÉTATION

#### Sols

Le territoire couvert par la feuille Cirey-sur-Vezouze n'a encore été l'objet d'aucune étude pédologique d'ensemble.

Pour la partie vosgienne, en extrapolant les travaux de Ph. Duchaufour (1966), Ph. Duchaufour et B. Souchier (1966), J.-M. Hétier (1968) et B. Guillet (1972), il est possible d'indiquer les principaux types de sols.

Les collines façonnées dans les formations dévono-dinantiennes présentent toute une gamme de roches-mères : roches volcaniques basiques, roches volcaniques acides, grauwackes, schistes. B. Souchier et Ph. Duchaufour (1966) puis J.-M. Hétier (1968) ont observé le processus d'andosolisation (libération massive de silice et d'alumine libre formant avec l'humus des complexes allophaniques) sur les roches volcaniques; sols bruns andosoliques sur diabases, rankers andosoliques sur kératophyres. Les schistes et grauwackes sont plutôt le domaine de sols bruns mésotrophes ou légèrement acides.

Dans les Vosges gréseuses, les formations du Permien et du Buntsandstein se répartissent en deux groupes :

- les grès arkosiques du Permien, les Couches de Senones, les Couches intermédiaires et les Grès à *Voltzia*, plus ou moins argileux, et leur couverture superficielle sablo-argileuse et à teneur sensible en minéraux ferro-magnésiens sont les roches-mères de sols bruns oligotrophes ou acides, selon l'altitude et l'exposition ;
- les Grès vosgiens supérieurs et le Conglomérat principal, à formations superficielles sableuses sont les roches-mères de sols ocre podzoliques et de sols podzoliques.

Dans le domaine d'affleurement des assises du Muschelkalk, la couverture de formations superficielles est le plus souvent limoneuse. La charge caillouteuse est généralement accessoire par rapport à ces matériaux fins. Les principaux processus de pédogénèse subis par ces formations sont la brunification, le lessivage et la gleyfication. Les sols bruns sont surtout représentés sur des matériaux colluviaux d'âge relativement récent. La plupart des limons, dans l'ensemble relativement anciens (âge probable anté-würm) ont subi une pédogénèse lessivante avec apparition du faciès pseudogley dès qu'ils deviennent un peu argileux où qu'ils recouvrent une formation argileuse. Ces types de sols sont vraisemblablement identiques à ceux décrits par F. Le Tacon (1967) sur des limons anciens de la région de Rambervillers. Les formations superficielles argilo-limoneuses sur pente faible ou en fonds de vallons ont généralement subi une pédogénèse hydromorphe avec développement très général de pseudogleys et même de gleys dans les zones à hydromorphie quasi permanente. Les alluvions anciennes, sableuses, ont été en maints endroits le siège d'une évolution podzolique (Fv, Petitmont, Nord de Cirey-sur-Vezouze). Dans les fonds de vallées se sont développés des sols alluviaux hydromorphes avec développement local de tourbe sur une épaisseur généralement inférieure à 50 centimètres.

## Végétation

Aucune étude phyto-écologique d'ensemble n'a été effectuée dans le domaine considéré. L'opposition entre les collines modelées dans les formations dévoniennes, les Vosges gréseuses et la bordure du plateau lorrain est soulignée par le couvert végétal. Cela d'autant plus qu'un facteur topographique s'ajoute au facteur lithologique. Dans le domaine des Vosges gréseuses, l'altitude et le climat humide à caractère montagnard, par la lenteur de la décomposition de l'humus forestier, contribuent, au même titre que la roche-mère, à la formation de sols acides et à la tendance à l'évolution podzolique. La Hêtraie-Sapinière, forêt climacique de l'étage montagnard vosgien s'accommode de ces sols. Dans cette partie des Vosges, le Sapin, probablement favorisé par l'Homme domine très largement le Hêtre. La beauté des sapinières des forêts d'Abreschviller et du Donon est célèbre. Classiquement, on oppose la sous-association à *Festuca silvatica*, généralement liée aux sols bruns acides et la sous-association à *Deschampsia flexuosa* sur sols podzoliques. Il semble que la première soit plus développée dans la région considérée en raison de la richesse relative du Grès vosgien en interbanes argileux dans la région. La seconde est généralement bien développée en haut du versant et également dans leur partie inférieure sur versant sud, où la couverture superficielle à matrice sableuse est bien développée.

Les sapinières sont encore bien développées dans les collines à substrat dévonien où l'on rencontre encore l'association à *Deschampsia flexuosa* sur sols bruns andosoliques et rankers andosoliques. La forêt est beaucoup plus diversifiée que dans le domaine gréseux. Sur les basses pentes bien exposées, le Chêne peut apparaître. Elle est aussi largement entrecoupée de clairières aménagées en prairies.

Sur la marge du plateau lorrain, la zonation du paysage, plus ou moins calquée sur la nature du sous-sol a été accentuée par l'action anthropique. Pour des

raisons de commodité, de fertilité et de drainage naturel du sol, les villages et les zones défrichées sont approximativement répartis selon deux bandes parallèles. La plus orientale, de Neufmaisons à Cirey-sur-Vezouze, en bordure du massif vosgien, correspond à la zone d'affleurement du Grès coquillier. Prairies et cultures y régressent au profit des plantations d'Épicéa. La bande occidentale, au pied de la cuesta du Muschelkalk supérieur de Saint-Maurice-aux-Forges à Harboué et Barbas correspond à la zone d'affleurement des Couches grises. Les cultures et les prairies s'y répartissent en fonction du degré d'hydromorphie du sol. Ces deux bandes découvertes sont séparées par une succession de bois dont l'emplacement correspond approximativement à la zone d'affleurement des Couches rouges (à l'exception des bois d'Harbouey, du Haut-de-la-Tour, de la Grande-Haie et du Chêne-Fourchu, établis sur les assises du Muschelkalk inférieur). Ces bois frais, à sols lessivés, avec développement fréquent de pseudogley, sont le domaine de la Chênaie-Hêtraie, forêt climacique de la plaine lorraine, les parties humides étant soulignées par le développement de la Molinie et même de Joncs si le sol est peu aéré. Sur la surface du plateau lorrain, le Grand-Bois d'Ancerville présente le même type de végétation.

#### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Sur la feuille, le seul site important est celui du Donon, montagne vénérée du Nord des Vosges. F. Petry (1977) fait un bilan des connaissances de ce site établi sur le sommet même et son épaulement sud-ouest. Les témoins les plus anciens datent du Néolithique, mais c'est au sanctuaire gallo-romain que le Donon doit sa célébrité.

#### DONNÉES GÉOTECHNIQUES

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

**Les formations dévoniennes de la vallée de la Bruche** constituent un ensemble très hétérogène de roches à l'état sain, mais affectées par une altération irrégulière, une cryoclastie généralisée et une maille de fracturation serrée. Les failles peuvent mettre en contact des terrains à propriétés mécaniques différentes et être le siège de zones broyées ou très altérées, à faible résistance mécanique, avec venues d'eau. Dans ce domaine, seules les failles les plus importantes sont figurées sur la carte. Les terrains volcaniques basiques peuvent présenter une altération en boules. Dans les parties sédimentaires, le litage et la schistosité introduisent un facteur d'hétérogénéité supplémentaire. En raison de la valeur souvent élevée des pentes, la surface topographique et les terrassements recoupent fréquemment les bancs de lithologie variée, ce qui donne une hétérogénéité des terrains à maille très dense. Lorsque le litage est plus ou moins parallèle à la pente, les terrains de recouvrement sont très instables. Les failles mettent souvent en contact des terrains de propriétés mécaniques très différentes. Les formations dévono-dinantiennes sont généralement recouvertes de formations superficielles limono-argileuses, plus ou moins riches en cailloux et en blocs, souvent humides, surtout en bas de versant.

Dans les zones minéralisées, les réseaux des anciennes galeries de mine sont souvent mal connus, voire totalement méconnus.

**Les Vosges gréseuses.** Ce domaine comprend essentiellement les Grès vosgiens et les formations volcaniques et sédimentaires permienes du Nideck. Les Grès vosgiens sont constitués de bancs compacts, de bancs friables et de lentilles argileuses, disposés de façon irrégulière.

Ils sont souvent fragmentés par des failles et des diaclases et généralement disloqués en surface. Les pentes naturelles sont fortes et comprennent des escarpements rocheux, parfois en encorbellement, des éboulis et des formations superficielles riches en blocs. Celles-ci ont une matrice généralement sableuse mais parfois sablo-argileuse avec venues d'eau quasi générales; cette couverture superficielle a une épaisseur moyenne de l'ordre de 3 mètres; elle est très sensible à l'action des eaux de ruissellement. Les grès vosgiens sont sensibles au gel. Plus ou moins stabilisés par leur couverture forestière, les versants des Vosges gréseuses posent fréquemment des problèmes de stabilité à la suite de terrassements importants, surtout à la base de la formation où la nappe aquifère des Grès vosgiens entretient une humidité permanente, avec de nombreux émissaires. Les formations permienes, armées par les puissantes « coulées » volcaniques du Nideck donnent une morphologie un peu différente avec des replats et des versants très raides à grands escarpements. Les formations superficielles sont moins régulièrement développées que sur les Grès vosgiens et souvent riches en pierrailles.

Les formations argileuses du Muschelkalk moyen poseront des problèmes essentiellement en raison de leur caractère hydromorphe en surface. Elles sont généralement recouvertes par une formation de solifluxion argilo-limoneuse meuble, plus ou moins hétérogène dont la stabilité peut être remise en question dans le moindre terrassement. Parmi les formations du Muschelkalk supérieur, le Calcaire à entroques est karstifié. La surface du plateau est en bien des points hydromorphe avec une couverture de limons souvent très argileux en profondeur. La structure des formations du Muschelkalk supérieur peut être affectée par des ploiements de couches liées à la dissolution des évaporites contenues dans les Couches grises sous-jacentes.

Les fonds de vallées sont toujours hydromorphes. Les alluvions récentes, souvent fines en surface sont très compressibles. Elles constituent le plus souvent de mauvaises assises de fondations. Les formations tourbeuses sont généralement peu épaisses (le plus souvent inférieures à 0,50 m).

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

L'inventaire des ressources hydrauliques (I.R.H.) effectué par l'École nationale supérieure de géologie de Nancy en 1971 et les interventions ponctuelles du Service géologique régional Lorraine pour la recherche et la protection des eaux souterraines, sur le territoire de la feuille à 1/50 000 Cirey-sur-Vezouze, ont mis en évidence un certain nombre de nappes aquifères issues des principales unités lithostratigraphiques rencontrées. On a pu individualiser :

- les nappes superficielles du complexe volcano-sédimentaire dévonien,
- le complexe hydrogéologique du Permien,
- la nappe du Buntsandstein inférieur,
- la nappe du Buntsandstein moyen,
- la nappe du Buntsandstein supérieur,
- la nappe du Muschelkalk.

### Nappes superficielles du complexe volcano-sédimentaire dévonien

Elles sont localisées dans la frange d'altération superficielle des roches du complexe volcano-sédimentaire du Dévonien et dans les secteurs particulièrement fissurés des formations mêmes. L'épaisseur de cette frange d'altération est très variable, elle dépend de la nature de la roche, du relief et, bien entendu, de la couverture végétale. L'importance de la nappe est ainsi directement liée à celle de

l'altération : plus la formation d'altération a de puissance, plus les réserves en eau sont importantes et le débit d'exhaure régulier. L'alimentation est liée essentiellement aux précipitations, le mur de l'aquifère étant constitué par la roche saine. Ces formations sont concentrées dans l'angle sud-est de la feuille, au Sud du Donon; les sources qui en sont issues ont une répartition qui n'obéit à aucun critère bien établi. Elles émergent donc à toutes les altitudes. Les plus importantes d'entre elles ont été captées et alimentent en eau potable des particuliers, des fontaines publiques et des collectivités : écart de Fréconrupt, commune de la Broque (*p.p.*) et Schirmeck (*p.p.*). Leur débit est généralement moyen (0,5 à 1 l/s), certaines ont cependant un débit important, elles alimentent Raon-sur-Plaine ( $Q = 6$  l/s) et même parfois exceptionnel, elles alimentent le Syndicat des Minières qui regroupe Grandfontaine - Schirmeck et la Broque ( $Q = 72$  l/s).

Les eaux ont une température de l'ordre de 10°C et sont très peu minéralisées (résistivité = 17500  $\Omega$  cm à 20°C et TH = 7°F).

### Complexe hydrogéologique du Permien

Quelques sources sont probablement dues à la présence de Permien dans la haute vallée de la Plaine sur la route du Donon et dans la haute vallée de la Sarre blanche, leur existence est liée à la présence de la zone d'altération des roches sédimentaires (débit s'étalant de 0,75 à 1,6 l/s, résistivité voisine de 12000  $\Omega$  cm et dureté = 6°F) et des rhyolites (débit faible = 0,2 l/s, résistivité de l'ordre de 12000  $\Omega$  cm et dureté 3°F).

### Nappe du Buntsandstein inférieur

Le Buntsandstein inférieur apparaît dans le fond des vallées de la Plaine (où il est bien développé dans la région de Celles-sur-Plaine, Allarmont et Vexaincourt) et du Rabodeau, il est constitué par une puissante série détritique à éléments plus ou moins grossiers surmontée d'un horizon de grès argileux à éléments non roulés. D'une manière générale, le Permien étant peu représenté dans la région, le Buntsandstein inférieur repose directement sur le socle hercynien, le contact se faisant par discordance. La puissance de l'ensemble des dépôts est très variable, de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, et ils se situent à des altitudes très diverses, donnant ainsi naissance à des sources étagées au contact de niveaux argileux, à la faveur de mise en affleurement des niveaux les plus perméables, ou encore du fait de leur position sur la surface érodée du socle qui présente des ondulations à tendance synclinale favorisant l'accumulation des eaux. Les horizons du Buntsandstein inférieur ne renferme donc pas une nappe au sens littéral du terme, mais donnent, malgré tout, naissance très localement à des émergences parfois captées pour donner un appoint d'eau à certaines localités : Schirmeck, Wackenbach, Plaine, la Broque ou l'écart du Bambois. Leurs débits sont toujours faibles 0,1 à 0,4 l/s, rarement 1 à 1,5 l/s et leurs caractéristiques physico-chimiques sont très mal définies.

### Nappe du Buntsandstein moyen

Le Grès vosgien couronne les hauteurs qui séparent les vallées de la Plaine et du Rabodeau et les petites vallées adjacentes, mais il a sa plus grande puissance au Nord-Est de la vallée de la Plaine et au massif du Donon (500 m d'épaisseur à une altitude supérieure à 1000 m).

Les grès argileux du Buntsandstein inférieur constituent le mur imperméable de cet important réservoir qui est largement sollicité sur le territoire de la feuille Cirey-sur-Vezouze et des feuilles voisines. La nappe du Grès vosgien alimente une première ligne de sources qui apparaissent au toit des grès argileux du Permien, puis, plus haut dans la série géologique, une deuxième ligne de sources qui apparaissent au toit du faciès *grès vosgien* (à la base du Conglomérat principal); bien évidemment, d'autres émergences apparaissent localement à

d'autres niveaux de la formation. Ces nombreuses sources sont captées pour l'alimentation en eau des collectivités les plus importantes : Blâmont (13 sources captées pour un débit global de 11,8 l/s), Cirey-sur-Vezouze (9 sources captées pour un débit global de 13 l/s), Raon-l'Étape (10 sources captées pour un débit global de 16 l/s), Badonviller (8 sources captées pour un débit global de 3 l/s) et Celles-sur-Plaine (9 sources captées pour un débit global de 7,25 l/s).

Du point de vue physico-chimique, les eaux sont faiblement minéralisées, la résistivité moyenne est de 20 à 22 000  $\Omega$  cm et la dureté est très basse, 2 à 6°F.

#### **Nappe du Buntsandstein supérieur**

Les grès du Buntsandstein supérieur affleurent suivant une bande de terrain de 2 à 5 km de large, délimitée de tous côtés par des accidents tectoniques dont les plus importants ont une orientation SW—NE. Ils jalonnent les localités de Neufmaisons, Badonviller, Val-et-Châtillon et, à l'extrême Nord, l'écart des Harcholins.

L'existence dans les couches intermédiaires gréseuses de passages argilo-schisteux permet d'individualiser quelques sources; les plus intéressantes, dont les débits s'échelonnent entre 0,1 et 1,5 l/s, sont captées pour l'alimentation des collectivités : Pexonne (6 sources captées pour un débit global de 3 à 4 l/s), Nonhigny, Fenneviller ou des industries (les Carrières de Badonvillers).

Les eaux sont très faiblement minéralisées, la résistivité se situe entre 22 et 28 000  $\Omega$  cm et la dureté ne dépasse pas 5°F.

#### **Nappe du Muschelkalk**

Géographiquement, le Muschelkalk moyen et supérieur, calcaire, affleure uniquement dans l'angle extrême Nord-Ouest de la feuille, entre Saint-Maurice-aux-Forges et Blâmont—Frémonville. A la base, le réservoir est formé par la dolomie des Couches blanches et le calcaire à entroques, le mur de l'aquifère étant constitué par les formations argilo-marneuses des Couches grises; plus haut dans la série, les Couches à Cératites donnent également naissance à quelques sources étagées.

Ces émergences ont toutes des débits faibles (0,2 l/s), elles alimentaient parfois les fontaines publiques de certaines localités.

Du point de vue physico-chimique, les eaux ont une minéralisation moyenne, la résistivité est de l'ordre de 1 500 à 2 500  $\Omega$  cm et la dureté varie entre 20 et 37°F.

### *SUBSTANCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES*

Situé à cheval sur les Vosges cristallines, les Vosges gréseuses et la zone bordière du Plateau lorrain, le territoire couvert par la feuille Cirey-sur-Vezouze comprend des matériaux variés. Non exhaustive, cette revue rapide cite les principales exploitations artisanales anciennes, les extractions actuelles et donne quelques indications sur des matériaux non utilisés et susceptibles d'être l'objet de recherches.

**Pierre marbrière.** Seule la partie alsacienne de la feuille est susceptible de fournir de tels matériaux. Les roches paléovolcaniques dures du Dévonien ont dans l'ensemble des teintes rosâtres, grisâtres ou verdâtres. Les faciès à grain fin prédominent; les faciès bréchiques sont fréquents. Aucune prospection sur ces types de matériaux n'a été faite dans les Vosges.

**Pierres de construction.** Le grès à meule (*Grès à Voltzia*), outre l'utilisation qui l'a caractérisé, est traditionnellement utilisé dans la région comme pierre de linteaux, dalles et pierres de bordure. Sa zone d'affleurement est jalonnée de nombreuses carrières, aujourd'hui toutes abandonnées, les exploitations de grès à meule étant aujourd'hui concentrées au Nord du col de Saverne. Le calcaire à entroques a été exploité pour pierre de construction à Montreux, Halloville, Barbas et surtout Frémonville.

**Matériaux durs.** La plupart des roches paléovolcaniques dévoniennes sont susceptibles de fournir des matériaux durs. Divers faciès, qu'ils soient acides, basiques ou bréchiques, ont été extraits dans de petites carrières généralement exploitées de façon sporadique. Une recherche de gisement devrait être orientée sur l'inventaire des zones suffisamment cataclasées pour faciliter l'extraction tout en étant peu affectées par le broyage tectonique et l'altération. Récemment une petite exploitation a été réouverte dans des faciès grauwackeux au Sud de Raon-sur-Plaine. Dans la vallée de la Sarre blanche, la rhyolite de Blanc-Rupt a été exploitée. Le grès à meule (t<sub>2b</sub>) est souvent assez dur (dureté moyenne 350 bars). Les zones bien silicifiées et bien diaclasées paraissent les plus favorables à son exploitation. Les grès du Buntsandstein moyen et des Couches intermédiaires n'ont pas une très grande résistance mécanique et sont le plus souvent friables. Le calcaire à entroques peut fournir un matériau de dureté moyenne.

**Sables et graviers.** Dans le cadre de la feuille, les ressources en sables et graviers sont assez limitées. Les zones les plus favorables sont les terrasses d'alluvions anciennes des environs de Cirey-sur-Vezouze qui ont été l'objet d'exploitation de petite à moyenne importance dans les dernières décennies. La zone boisée au Nord de Cirey-sur-Vezouze présente les réserves les plus importantes. Ces alluvions comprennent une fraction graveleuse intéressante (galets de quartz et de quartzite de taille médiane 25 mm) et une fraction sableuse (mode 0,25 à 0,40 mm) souvent prédominante. Les alluvions récentes des fonds de vallées (Vezouze, Sarre blanche, Plaine) sont vraisemblablement plus pauvres en matériaux graveleux. Mal connue, leur épaisseur ne paraît pas considérable.

Le Conglomérat principal (t<sub>1c</sub>) dans sa partie inférieure est parfois peu cimenté. Il est extrait dans plusieurs carrières pour l'empiérement des chemins forestiers. Son exploitation pour des matériaux plus élaborés nécessiterait un concassage. Les colluvions des fonds de vallons vosgiens peuvent fournir un appoint local en sables et parfois en graviers.

**Matériaux calcaires, sources de carbonate de chaux.** Seul le calcaire à entroques est susceptible de fournir des gisements d'une certaine importance. Il contient des impuretés argileuses et ferrugineuses et il est parfois dolomitique. Sur le versant alsacien, les lentilles de calcaire dévonien ont été utilisées comme castines. Leurs gisements ont une extension très limitée et elles sont souvent dolomitiques.

**Calcaires et marnes pour ciment.** Les Couches à Cératites sont exploitées à une échelle industrielle plus au Nord, à Heming. Sur le territoire de la feuille Cirey-sur-Vezouze, leurs caractéristiques sont semblables.

**Argiles.** Seules les Couches rouges du Muschelkalk moyen donnent des matériaux susceptibles d'être exploités à l'échelle industrielle. Ces argiles sont propres à l'industrie céramique et briquetière et sont extraites à ces fins à Pexonne. Elles sont plus ou moins calcaires et dolomitiques, relativement riches en fer, et ont une teneur moyenne en alumine (de l'ordre de 12 %).

**Quartz.** La plupart des sables et des grès contiennent des impuretés ferrugineuses et argileuses. Dans la zone d'affleurement des formations dévoniennes, les filons de quartz ont généralement une épaisseur faible.

#### GÎTES MINÉRAUX

Le territoire couvert par la feuille Cirey-sur-Vezouze ne renferme qu'un petit nombre de gîtes minéraux, concentrés dans le Dévono-Dinantien volcano-sédimentaire au voisinage de Framont (quart SE). Le plus important est le gisement pyrométasomatique de Grandfontaine (ou des Minières), non loin duquel se trouvent plusieurs filons d'oxyde de fer appartenant à un petit district particulièrement bien représenté au voisinage immédiat, dans le granite de Fouday (carte Molsheim).

**Gisement pyrométasomatique de Grandfontaine.** Ce gisement complexe est composé par des amas d'hématite et de pyrite qui remplacent des lentilles de calcaires et dolomies dévoniens et surmontent une formation discontinue de skarns à grenat, hédénbergite, calcite, quartz et mouches de scheelïte. Ces deux ensembles minéralisés, d'allure stratiforme, reposent sur une série volcanique de tufs, andésites et kératophyres, et sont surmontés par un complexe sédimentaire de schistes, brèches et grauwackes. L'épaisseur des amas est très variable (jusqu'à 30 m) et l'ensemble est pliss e en une structure anticlinale d'axe E—W, limitée par deux failles. Les principaux travaux se trouvent dans le vallon des Minières et sur le flanc nord de la Tête Mathis. Les skarns, form es par le métamorphisme de contact d'un granite cach e probablement du type Natzwiller, renferment une minéralisation primaire composée par de la scheel ite, de la magnétite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite, de la cubanite et plus rarement de la molybdénite. Ensuite, une phase hydrothermale, responsable du remplacement des carbonates par l'hématite et la pyrite, a provoqu e également le dépôt d'une minéralisation cuprifère et bismuthif ere (chalcopryrite, cuivre gris, chalcocite et bornite). On y a signal e, en outre, du cuivre natif, de la ph enacite et de la bertrandite. Quant aux minéraux de gangue, ils comportent du quartz, de l'orthose et de l'adulaire, de l'apatite, de la calcite et de la fluorite, ainsi que de la calcédoine tardive. Les minéraux d'oxydation étaient vari es et abondants.

Exploit e pour fer dès le Moyen Age, ce gîte a fourni près de 90 000 tonnes de minerai au cours du XIXe siècle et, en raison de la présence de scheel ite, les aciers de Framont étaient des aciers au tungstène de grande renommée. Les recherches récentes du B.R.G.M. pour ce métal ont été infructueuses, en raison du tonnage modeste.

**Filons à oligiste.** Contrairement aux filons encaiss es dans le granite, qui renferment de la magnétite et de la tourmaline, les filons des environs de Grandfontaine, situ es dans le massif volcanique, ont un remplissage d'oligiste. Il s'agit des filons du Morveux ou du Bas-Donon, de Malplaquet, de la Basse-Voitel, de Noire-Maison et de Colb ery, dont les directions oscillent entre N—S et NW—SE. Au Morveux, la minéralisation renferme un peu de tétraédrite et d'olivénite, à Noire-Maison des oxydes de Mn (pyrolusite et cryptom elane).

**Or.** En dehors de ce district de Framont—Grandfontaine—Rothau, on peut signaler, à titre de curiosité, la présence d'or natif comme minéral lourd des Grès vosgiens de la vallée de la Plaine. Cette présence, mise en évidence par les prospections du B.R.G.M., confirme la découverte, signalée par P.F. de Di etrich, d'un galet aurifère dans le conglomérat au sommet du Donon.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le *Guide géologique régional : Vosges—Alsace* (J.-P. von Eller et *al.*, 1976, Masson Ed.) décrit des itinéraires dans le Dévono-Dinantien de la Bruche et le massif volcanique de Schirmeck : itinéraires 9, 10 et 11 (2e édition en préparation). Pour le massif de Schirmeck, T. Juteau et P. Fluck *in* Wenck et *al.* (1971) donnent un itinéraire avec des données scientifiques plus spécialisées.

Le *Guide géologique régional : Lorraine—Champagne* (1978, Masson Ed.) présente trois itinéraires consacr es, en partie ou en totalité, au territoire de la feuille Cirey-sur-Vezouze :

- itinéraire 5 qui le recoupe de l'Ouest à l'Est depuis le Muschelkalk moyen (Pexonne) jusqu'au socle dévono-dinantien (Donon);
- itinéraire 6a consacr e à l'étude du Permien dans la haute vallée de la Plaine;
- itinéraire 6b, suivant la vallée de la Sarre blanche (Permien et Buntsandstein inférieur et moyen).



BIBLIOGRAPHIE

- BEAUMONT E. de (1822) — Notice sur les mines de fer et les forges de Framont et de Rothau. *Ann. Mines* (1), VII, p. 521-554.
- BECKER J. et SITTLER C. (1952) — Age de la dénivation dans les niches glaciaires des Vosges gréseuses. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 234, p. 1191-1192.
- BENECKE E.-W. et BÜCKING H. (1898). — *Calceola sandalina* im oberen Breuschtal. *Mitt. Geol. Land. Els. Lothr.*, IV, p. 105-111, Strasbourg.
- BLANALT J.-G. (1969) — Contribution à l'étude du conglomérat givétien de Russ (vallée de la Bruche, Vosges). Essai de paléogéographie. Thèse 3e cycle, univ. Strasbourg, 72 p.
- BLANALT J.-G. et LILLIÉ F. (1973) — Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains sédimentaires dévono-dinantiens de la vallée de la Bruche (Vosges septentrionales). *Sci. géol.*, 26,1, p. 69-74, Strasbourg.
- BLEICHER G. (1887) — Sur la découverte du Carbonifère à fossiles marins et à plantes aux environs de Raon-sur-Plaine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 105, p. 1081-1083.
- BODEN K. (1919) — Zur Gliederung des oberen Muschelkalkes in Lothringen. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 71, p. 104-121.
- BOULADON J., BURNOL L., PICOT P. et SAINFELD P. (1964) — Les skarns métallifères de Framont—Grandfontaine (Bas-Rhin). Leur minéralisation en fer et en tungstène. *Bull. B.R.G.M.*, 4, p. 55-104.
- BRACONNIER A. (1883) — Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. 436 p., Savy éd., Paris.
- BRUNZEL K. (1898) — Das Rothliegende nördlich vom Donon. *Mitt. Geol. Land. Els. Lothr.*, IV, p. 175-194, Strasbourg.
- BÜCKING H. (1918 et 1920) — Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtals in den Vogesen. *Mitt. Geol. Land. Els. Lothr.*, XII, I, p. 1-168; I, p. 169-368, Strasbourg.
- CARRIÈRE P. (1849) — Recherches sur la minéralogie des gîtes métallifères de Framont. *Ann. Soc. Emul. Vosges*, Epinal, VII, 1, p. 129-179.
- CHOUBERT G. et GARDET G. (1935) — Contribution à l'étude du Permien des Vosges. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. III, fasc. 4, p. 325-362, Paris.
- CORSIN P., DUBOIS G., GUILLAUME L. (1931) — Eléments de flore dinantienne dans le massif schisto-grauwackeux de la Bruche. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 84-85, Paris.
- CORSIN P. et DUBOIS G. (1932) — Description de la flore dinantienne de Champenay. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 2, 1, p. 1-33, pl. I-III, Strasbourg.

- DARMOIS-THÉOBALD M. (1972) — Cirques glaciaires et niches de nivation sur le versant lorrain des Vosges, à l'Ouest du Donon. *Rev. Géogr. Est. Fr.*, 12, 1, p. 55-67, Nancy.
- DAUBRÉE A. (1852) — Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Strasbourg, 501 p.
- DIETRICH P.-F. de (1789-1800) — Description des gîtes de minerai et des bouches à feu de la France. Didot, Paris, 2, haute et basse Alsace, 1789, 417 p.
- DOUBINGER J. et RUHLAND M. (1963) — Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge dévonien au Treh (région du Markstein, Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 256, p. 2894-2896.
- DUBOIS G. (1946) — Répartition des gisements certainement et vraisemblablement dinantiens dans la région de la Bruche (Vosges moyennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 222-223, Paris.
- DUCHAUFOUR Ph. (1966) — Le problème du climax et l'évolution des sols. *Oecol. Plantarum*, 1 (2), p. 165-174.
- DUCHAUFOUR Ph. et SOUCHIER B. (1966) — Sols andosoliques et roches volcaniques des Vosges. *Sciences de la Terre*, XI, 3, p. 345-365, Nancy.
- ELLER J.-P. von (1960) — Développement subvolcanique et volcanique d'un granite hercynien des Vosges septentrionales : le granite du Kagenfels. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2e s., vol. III, p. 101-107, Paris.
- ELLER J.-P. von (1965) — Granitisation, dioritisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. II — La région comprise entre la faille vosgienne à l'Est de Grendelbruch et la vallée de la Bruche, à la hauteur de Fouday—Rothau. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 18, 3, p. 117-144, Strasbourg.
- ELLER J.-P. von, BLANALT J.-G., HAMEURT J., HOLLINGER J. et HOEPFFNER C. (1970) — Carte structurale du socle vosgien, partie septentrionale. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 23, 1, p. 5-28, 1 carte h.t.
- FIRTION F. (1957) — Les éléments paléontologiques dévoniens du val de Bruche. *Annales Universitatis Saraviensis*, vol. VI, fasc. 2-3, p. 97, Sarrebruck.
- FLUCK P., WEIL R. et WIMMENAUER W. (1975) — Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes. Corrélation métallogéniques Vosges—Forêt-Noire. *Mém. B.R.G.M.*, n° 87, 189 p.
- FLUCK P. (1977) — Géologie, minéralogie et spéléologie minière à Framont—Grandfontaine. *Saison d'Alsace*, n° 63, n° spécial : Le val de Bruche, p. 73-81, Strasbourg.
- FONTEILLES M. (1968) — Séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central). Etude de la spilitisation. *Bull. B.R.G.M.*, 2e sér., sect. II, n° 3, p. 1-54.

- FRANÇOIS J. (1970) — Etude métallogénique et pétrographique de la région de Schirmeck (Vosges septentrionales). Thèse 3e cycle, 1962, Nancy, 130 p., 2 cartes h.t.
- FREMION J.-M. (1972) — Le bassin versant du Vacon. Etude de géographie physique. Contribution à l'étude de la zone de contact entre le plateau lorrain et les Vosges gréseuses centrales. T. 1, Morphologie, 152 p.; t. 2, Climatologie et hydrologie, 96 p., 1 atlas de XVIII pl. h.t., mém. maîtrise, univ. Nancy II et Agence financière de bassin Rhin-Meuse.
- GANÇARSKI S. (1977) — Contribution à l'étude des propriétés magnétiques du socle rhénan (Vosges et Forêt-Noire septentrionales). Thèse, Strasbourg, 153 p.
- GUILLET B. (1972) — Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges. Thèse sciences, Nancy, 112 p., XXXVII pl. annexes.
- HAGUENAUER B. (1961) — Contribution à l'étude du Muschelkalk supérieur lorrain dans la région de Blâmont et de Heming. D.E.S., Nancy, 92 p., 18 pl.
- HATT J.-P. (1937) — Contribution à l'étude pollinique des tourbières du Nord-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 4, p. 1-79, Strasbourg.
- HÉTIER J.-M. (1968) — Etude de quelques sols andosoliques sur roches volcaniques primaires des Vosges. Thèse 3e cycle, Nancy.
- HOLLINGER J. (1969) — Beiträge zur Gliederung des Deckgebirges der Vogesen. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, B. 121, p. 79-91, Hannover.
- HOLLINGER J. (1975) — Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Perm und Unteren Buntsandstein des NordWest Vogesen (Becken von Saint-Dié). Thèse, univ. Mayence (R.F.A.), 143 p., XXVI pl. ann., 1 carte h.t.
- HOLLINGER J. (1978) — Sur la genèse du Grès de Champenay (Vosges septentrionales). *Sci. géol.*, bull. 31, 2, Strasbourg.
- JANNEL Ch. (1895) — Etude géologique de la ligne d'Avricourt à Cirey. Compagnie des chemins de fer de l'Est.
- JÉRÉMINE E. (1933 a) — Observations sur le Dévonien du Nord des Vosges. *C.R. Acad. Sc.*, t. 196, p. 188-190, Paris.
- JÉRÉMINE E. (1933 b) — Schistes métamorphiques à Radiolaires de la vallée du Rabodeau et de la Petite Fosse. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 190, t. XXXVIII, p. 94.
- JUNG J. (1928) — Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 2, 482 p., Strasbourg.
- JUTEAU T. (1964) — Etude pétrographique et géochimique des roches volcaniques dévono-dinantiennes du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales). Thèse 3e cycle, Nancy.

- JUTEAU T. (1971) — Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif dévono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales). Pétrogénèse d'une série spilite-kératophyre « hercynotype » complexe. *Sciences de la Terre*, XVI, 1, p. 45-106, Nancy.
- JUTEAU T. et ROCCI G. (1965) — Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Bas-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 3, p. 145-176, Strasbourg.
- JUTEAU T. et ROCCI G. (1966) — Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. *Sciences de la Terre*, XI, 1, p. 68-104, Nancy.
- KRAUS E. (1925) — Lothringen (aus der Reihe « Die Kriegsschauplätze, 1914-1918 geologisch dargestellt »). H. 2. Berlin, p. 45-68.
- LE TACON F. (1967) — Les sols d'un massif forestier des basses Vosges. Les stades d'évolution. *Ann. Sci. forest.*, 24 (3), p. 177-203.
- LEUTWEIN F. (1972) — Etude géologique de l'évolution du Permien continental en France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 77, t. II, p. 973-977.
- MAINGUET M. (1972) — Le modelé des grès. Problèmes généraux. 2 tomes, 657 p., I.G.N., Paris.
- MIHARA S. (1935) — Etude géologique et pétrographique de la région du Nideck. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 4, 134 p., 1 carte h.t., Strasbourg.
- MILLOT G. (1945) — Le Permien à l'Ouest et au Nord du Donon dans les Vosges septentrionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 14, p. 198-200.
- MONTANARI R. (1974) — Les minéraux de l'association spilite-kératophyre dévono-dinantienne des Vosges septentrionales. Mise au point d'une méthode de séparation. Etude physico-chimique des minéraux séparés. Conclusions pétrogénétiques. *Sciences de la Terre*, vol. 19, 1, p. 7-43, Nancy.
- MÜLLER F.-T. (1905) — Die Eisenerzlagerstätten von Rothau und Framont im Breuschtal (Vosges). Les gîtes de fer de Rothau et Framont dans la vallée de la Bruche (Vosges). *Mitt. Geol. Land. Els-Lothr.*, V, 4, p. 417-471.
- PERRIAUX J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. d'Als. Lorr.*, n° 18, 216 p., 10 pl. h.t.
- PETRY F. (1977) — Le Donon. Bilan des observations et recherches archéologiques. *Saisons d'Alsace*, n° spécial : Le Val de Bruche, p. 15-26, Strasbourg.
- PIXA R. et SAUCIER H. (1974) — Les quartz éclatés de la rhyolite du Blanc-Rupt (Nord-Ouest du Donon, Vosges). *Sci. géol.*, bull. 27, 3, p. 227-232, Strasbourg.
- PRÉVÔT L. (1969) — Application de la méthode rubidium-strontium à l'étude de l'âge radiométrique de quelques dépôts dévono-dinantien du massif de la Bruche (Vosges du Nord). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 64 p.

- ROCHE A., EDEL J.-B., GANÇARSKI S., LAUER J.-P., MEUNIER J., OTTLÉ J. (1977) — Mise au point d'une méthode de prospection magnétique des zones chaudes dans le sous-sol du Fossé rhénan. Seminar on geothermal energy, Brussels, 6-8 déc. 1977. First results of projects funded by the European Communities, EUR 5920, vol. I. p. 265-276.
- ROCHE A., SAUCIER H. et LACAZE J. (1962) — Etude paléomagnétique des roches volcaniques permienes de la région Nideck-Donon. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 15, fasc. 2, p. 59-68, Strasbourg.
- SAUCIER H., MILLOT G. et JOST R. (1959) — Les ignimbrites permienes de la région du Nideck (Vosges, Alsace). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 12, 2, p. 33, Strasbourg.
- SCHNEEGANS D. (1928) — Note préliminaire sur la répartition des faciès à Radiolaires dans le massif dévonien de la Bruche. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 253-255.
- SIAT A. (1974) — Les roches rhyolitiques permienes à l'Ouest et au Nord-Ouest du Donon (Vosges septentrionales). *Sci. géol.*, bull. 27, 3, p. 219-226, Strasbourg.
- SITTLER C. (1951) — Palynologie de quelques tourbières de la région de la haute Bruche. *D.E.S.*, Strasbourg, 42 p., 15 pl. et tabl. ann.
- TRICART J. (1949) — Les phénomènes périglaciaires dans les Vosges gréseuses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 351-353.
- VELDE D. (1969) — Minettes et kersantites, une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse sciences, Paris, CNRS N° A.O. 2798, 235 p., 9 tbl., 17 pl. phot., 18 p. biblio. h.t.
- VOGT H. (1965) — Les formations quaternaires des collines sous-vosgiennes entre Diffenthal et Obernai (Bas-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 4, p. 287-305, Strasbourg.
- WAGNER W. (1923) — Gliederung und Lagerung des Devon im Breuschtal der Vogesen. *Mitt. Geol. Land. Els. Lothr.*, XI, p. 67-152, Strasbourg.
- WEIL R. et JAROVOY M. (1950) — Catalogue des espèces minérales d'Alsace. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 6, 140 p.
- WENK E., HAMEURT J., JUTEAU T. et FLUCK F. (1971) — Bericht über die Exkursion der Schweiz Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in die Vogesen. *Mineralogische u Petrographische Mitteilungen*, Band 51, Heft 1, p. 310-313 (texte en français pour l'itinéraire dans la région).
- WESTPHAL M. (1972) — Etude paléomagnétique de certaines formations du Paléozoïque supérieur. *Mém. B.R.G.M.*, n° 77, t. II, p. 857-860.

CARTES ET NOTICES UTILISÉES

**Cartes géologiques à 1/25 000** (minutes inédites ; absence de notices).

Läscemborn (Lafrimbolle) : W. Wagner et A. Tornquist.

Lutzelhausen (Lutzelhouse) : E. Schumacher.

Blen (Plaine) } : H. Bücking et W. Wagner.  
Schirmeck }

**Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Lunéville* :

1re édition (1894) : Ch. Vélain et A. Michel-Lévy.

2e édition (1937) : G. Choubert, G. Gardet, E. Jérémime et H. Joly.

3e édition (1966) : reprise de la 2e édition avec les modifications de G. Minoux.

Feuille *Strasbourg* (1958) : G. Dubois (pour la partie couvrant la feuille Cirey-sur-Vezouze).

**Cartes géologiques à 1/50 000**

Feuille *Molsheim* (1975) : J.G. Blanalt et *al.*

Feuille *Saint-Dié* (1975) : J.P. von Eller et *al.*

**Carte des formations glaciaires** (1970) : M. Darmois-Théobald.

**Carte du gîte métallifère des Minières** (1964) : J. Bouladon, L. Burnol, P. Picot et P. Sainfeld.

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

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

Les documents peuvent être consultés :

— pour les départements de la Meurthe-et-Moselle, de la Moselle et des Vosges, au S.G.R. Lorraine, 77, avenue du Général-Leclerc, 54000 Nancy ;

— pour le département du Bas-Rhin, au S.G.R. Alsace, 204, route de Schirmeck, 67200 Strasbourg ;

— ou encore au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

## AUTEURS DE LA NOTICE

Introduction : F. MÉNILLET.

Formations granitiques et dévoniennes : texte rédigé par F. MÉNILLET d'après les publications de J.-P. von ELLER et de T. JUTEAU.

Formations permienues et triasiques : M. DURAND, assistant à l'université de Nancy I, en tenant compte des publications de J. HOLLINGER pour les formations permienues.

Formations superficielles, tectonique, sol et végétation, données géotechniques, substances minérales non métalliques : F. MÉNILLET, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Hydrogéologie : C. MAÏAUX, ingénieur géologue au B.R.G.M.

Gîtes et indices métallifères : J. LOUGNON, ingénieur géologue au B.R.G.M.

TABLEAU I

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PALÉOVOLCANIQUES D'ÂGE PERMIEN ET DÉVONIEN  
(Analyses C.R.P.G. Nancy)

|  |  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O+ | Totaux |
|--|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------|--------|
| Rhyolites<br>permiennes<br>A. Siat (1974)  | $\rho^b$ . Masse rhyolitique principale (haute vallée de la Plaine), près de la maison forestière Saint-Pierre.              | 66,56            | 15,49                          | 3,17                           | 0,11 | 0,02 | 2,65  | 0,14  | 0,41              | 5,96             | 0,50             | 3,81              | 98,37  |
|  | $\rho^b$ . Masse rhyolitique principale (haute vallée de la Sarre), coordonnées approximatives : x = 955,850 ; y = 1103,200. | 67,55            | 14,28                          | 3,55                           | 0,11 | 0,03 | 2,40  | 0,34  | 0,32              | 5,56             | 0,54             | 4,18              | 98,86  |
|  | $\rho^a$ . Rhyolite hyper-acide de Blanc-Rupt, coordonnées approximatives : x = 954,425 ; y = 1104,500.                      | 75,41            | 11,57                          | 1,64                           | 0,30 | 0,03 | 0,96  | 0,15  | 1,05              | 7,26             | 0,11             | 1,03              | 99,51  |
| Formations dévoniennes<br>(1961) (1961)<br>T. Juteau et G. Rocci                             | ${}_a K^1$ . Quartz kératophyre aphanitique, échantillon-type : x = 956,000 ; y = 1094,775.                                  | 68,60            | 15,20                          | 4,90                           |      | 0,05 | 1,27  |       | 6,17              | 0,34             | 0,36             |                   |        |
|  | ${}_p K^1$ . Quartz kératophyre porphyrique, échantillon-type : x = 957,850 ; y = 1095,990.                                  | 69,80            | 12,10                          | 7,05                           |      | 0,11 | 1,37  | 0,63  | 4,21              | 1,66             | 0,50             |                   |        |
|  | $\rho^d$ . Rhyolite (orthokératophyre), échantillon-type : x = 956,450 ; y = 1096,600.                                       | 76,40            | 12,60                          | 1,19                           |      | 0,02 |       | 0,54  | 3,17              | 4,91             | 0,09             |                   |        |
|  | ${}_b K^3$ . Brèches spilitiques et schalsteins (moyenne de 4 analyses).   | 57,57            | 14,75                          | 10,94                          |      | 0,19 | 3,54  | 3,31  | 3,58              | 1,92             | 1,08             |                   |        |
|  | ${}_K \Sigma^{\beta}$ . Diabase microlitique, échantillon-type : x = 956,450 ; y = 1094,425.                                 | 57,40            | 14,50                          | 11,78                          |      | 0,19 | 2,58  | 2,38  | 4,72              | 1,46             | 1,24             |                   |        |
|  | ${}_K \Sigma^{\beta}$ . Spilite vacuolaire, échantillon-type : x = 953,375 ; y = 1100,750.                                   | 50,10            | 16,10                          | 10,97                          |      | 0,21 | 7,36  | 5,97  | 4,33              | 1,20             | 1,01             |                   |        |
|  | ${}_p \Sigma^{\beta}$ . Diabase porphyrique, échantillon-type : x = 956,425 ; y = 1096,475.                                  | 58,80            | 17,30                          | 6,27                           |      | 0,10 | 3,85  | 0,76  | 3,52              | 2,94             | 0,85             |                   |        |
|  | ${}_r \Sigma^{\beta}$ . Diabase quartzique, échantillon-type : x = 956,125 ; y = 1095,725.                                   | 60,80            | 12,80                          | 9,71                           |      | 0,23 | 3,84  | 1,00  | 4,90              | 1,39             | 1,01             |                   |        |
|  | ${}_r \Sigma^{\beta} \tau \alpha$ . Diabase intersertale à ouralite, échantillon-type : x = 955,950 ; y = 1100,525.          | 48,30            | 15,80                          | 9,51                           |      | 0,22 | 9,80  | 10,69 | 1,42              | 1,37             | 0,82             |                   |        |
| ${}_r \Sigma^{\beta} \tau \alpha$ . Dolérite, échantillon-type : x = 955,300 ; y = 1095,875. | 47,30  | 18,20            | 9,43                           |                                | 0,19 | 5,77 | 10,37 | 2,88  | 1,25              | 0,96             |                  |                   |        |