



ÉPINAL

La carte géologique à 1/50 000
ÉPINAL est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : MIRECOURT (N° 84)
à l'est : ÉPINAL (N° 85)

Châtenois	Mirecourt	Rambervillers
Vittel	ÉPINAL	Bruyères
Manthureux sur Saône	Plombières les-Bains	Remiremont

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

ÉPINAL

par

M. DURAND, P.-L. VINCENT, M. ALLEMMOZ, Ch. GUILLAUME, J. VOGT



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
EPINAL A 1/50 000**

par

M. DURAND, P.L. VINCENT, M. ALLEMMOZ, C. GUILLAUME, J. VOGT

1989

ÉDITION DU BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS CÉDEX 2 – FRANCE

SOMMAIRE

Pages

INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS DE RÉALISATION</i>	5
<i>MORPHOLOGIE ET TECTONIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES</i>	9
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i>	11
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	12
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	24
OCCUPATION DU SOL	32
<i>ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE</i>	32
RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL	32
<i>SISMICITÉ</i>	32
<i>MOUVEMENTS DE TERRAIN</i>	33
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	34
<i>HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE</i>	34
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	38
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	39
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	39
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	39
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	42
AUTEURS DE LA NOTICE	42

INTRODUCTION

Le secteur couvert par la feuille Epinal se trouve entièrement dans le département des Vosges, aux confins du massif montagneux et des plaines sous-vosgiennes.

La quasi totalité des terrains affleurants appartient au Trias, dont les deux tiers environ aux formations gréseuses du Buntsandstein, et le restant au Muschelkalk et au Keuper. Le socle granitique et migmatitique n'apparaît guère qu'au fond de la vallée de la Moselle en amont d'Epinal et, dans une moindre mesure, dans la haute vallée de la Saône, près de l'angle sud-ouest de la feuille, ainsi que dans la vallée du Coney, à la limite sud.

L'ensemble se subdivise en deux unités régionales caractérisées par la nature des terrains et la morphologie qui leur est propre : la Vôge correspond aux terrains gréseux, qui s'étendent vers le Sud, tandis que le Plateau lorrain débute à la latitude d'Epinal, sur les calcaires, marnes et argiles du Muschelkalk et du Keuper, et se développe ensuite vers le Nord, en Meurthe-et-Moselle.

L'altitude diminue progressivement, de 530 m dans le coin sud-est à 300 m dans le coin nord-ouest ; le plus souvent elle se tient entre 400 et 350 m.

Les eaux sont drainées par le bassin de la Moselle, pour les deux tiers environ, et par le bassin de la Saône vers le Sud-Ouest.

CONDITIONS DE RÉALISATION

La région est essentiellement agricole ; les grands travaux sont donc rares et surtout localisés le long de certains axes routiers (déviation d'Epinal et Dompain pour l'essentiel). Exception faite de quelques gravières, les carrières sont presque toutes abandonnées, et les abords des infrastructures anciennes (canaux, voies ferrées, etc.) sont envahis par la végétation. Les coupes sont donc rares et souvent peu importantes (fouilles).

En outre le développement de la couverture forestière et des prairies rend l'observation et l'interprétation difficiles faute d'affleurement ; les forêts occupent en effet à elles seules près de 50 % de la surface.

De plus, l'interprétation est souvent rendue délicate par l'ampleur insoupçonnée des glissements de terrain qui affectent certaines formations, comme les argiles du Muschelkalk moyen.

Enfin, la morphologie et certains détails du terrain ne sont qu'imparfaitement rendus par le fond topographique ; ce qui entraîne des incertitudes de repérage.

Compte tenu de la complexité des structures, les rares sondages réalisés, et dont les interprétations sont souvent discutables, n'apportent que peu de données utilisables.

Ainsi, c'est au prix d'une grande densité des itinéraires de terrain qu'il a été finalement possible de dessiner la maquette de la feuille Epinal.

MORPHOLOGIE ET TECTONIQUE

La série triasique présentant de forts contrastes lithologiques, la géomorphologie de la feuille Epinal résulte principalement du jeu de l'érosion différentielle quaternaire sur des formations sédimentaires préalablement déformées au cours du Tertiaire (principalement à l'Oligo-Miocène) lors de la surrection du massif vosgien. C'est ainsi que les traits majeurs du paysage sont clairement contrôlés par la structure tectonique.

Le territoire de la feuille représente une partie de la retombée septentrionale de la vaste zone anticlinale des Monts Faucilles (pli de fond), qui prolonge le massif vosgien (de direction générale NNE-SSW) vers l'Ouest en direction du Plateau de Langres. Elle est conventionnellement limitée par un accident tectonique majeur, correspondant à la réactivation d'une dislocation profonde hercynienne : la faille de Vittel, qui s'allonge au Nord de la feuille depuis Dogneville jusqu'à Bainville-aux-Saules, et se prolonge vers l'Ouest, à travers le bassin de Paris, jusqu'au pays de Bray et au-delà. Cette zone est caractérisée par un important décapage du revêtement sédimentaire, qui y fait affleurer essentiellement la série inférieure, gréseuse, du Trias ; le socle cristallin n'apparaissant que de manière très sporadique à la faveur de profondes entailles creusées par l'érosion régressive. Elle est accidentée de plusieurs fossés d'effondrement, de tendance NE-SW, dont le plus important est le graben de Bains-les-Bains, qui s'amorce sur la feuille Bruyères et traverse en diagonale toute la feuille Plombières. C'est à la bordure nord de ce dernier qu'appartient la partie sud-est de la feuille Epinal, dominée par des escarpements de faille formant une série continue depuis Dounoux jusqu'à Charmois-l'Orgueilleux et La Haye, et drainée essentiellement par le Coney et ses affluents, tributaires du bassin de la Saône.

La structure générale de la feuille semble simple : dominée par un réseau, relativement peu dense, d'accidents cassants qui se présentent tous comme des failles normales, bien que souvent contraires (compartiment effondré incliné vers l'accident) comme sur la feuille voisine Bruyères ; par ailleurs, les rares miroirs striés observés ont tous enregistré des mouvements à composante horizontale prépondérante (décrochements). Cette région correspond en fait à un noeud tectonique important. D'une part, l'accident qui limite vers le Nord la principale structure positive (horst d'Epinal) n'est pas la faille de Vittel, mais une faille la prenant en relais environ 4 km plus au Sud, et se poursuivant sur les feuilles Bruyères et Rambervillers (faille de Grandvillers) de manière presque rectiligne (N 70°E) dans le prolongement exact de la zone broyée de Lalaye - Lubine qui sépare le socle vosgien en deux domaines fondamentalement différents (zones arverno-vosgienne et saxo-thuringienne). D'autre part, le horst d'Epinal est parcouru par une série de fractures obliques N 125 à 150°E, mieux développée sur la feuille Bruyères. Ce faisceau de la Moselle, dont le rôle majeur commence seulement à être perçu, correspond également à la réactivation d'une cicatrice profonde, d'âge hercynien, comme on peut le constater dans la cartographie du socle de la feuille Remiremont. Il se superpose localement à un décrochement

senestre de la faille de Vittel, interrompt au droit du cours de la Moselle vers Chavelot, et dont on retrouve le prolongement décalé d'environ 4 km (faille de Villoncourt) sur la feuille Rambervillers. Tout ceci explique pourquoi les structures de détail sont finalement assez complexes par rapport à celles de la plupart des autres feuilles lorraines.

● **La faille de Vittel et ses accidents satellites.** De direction générale N 85°E, mais légèrement sinueux, cet accident est le plus continu de toute la feuille, mais son rejet n'est jamais très important (quelques dizaines de mètres). Au Nord de Bainville-aux-Saules, où elle apparaît assez peu dans la topographie, elle se présente avec un regard nord, comme dans la région de Vittel. A partir de Dompain, le regard est constamment dirigé vers le Sud ; jusqu'à Bocquegney, les assises résistantes du Muschelkalk supérieur induisent, au Nord de la faille, un escarpement assez net longé par la voie ferrée Neufchâteau - Epinal et la D 166 ; plus à l'Est, où il disparaît sous les nappes alluviales de la Moselle, l'accident tend à se transformer en flexure : le pendage des couches atteignant 30° à Domèvre-sur-Avière. Cette inversion de sens du rejet est déjà un bon indice de fonctionnement en coulissage. Ceci est confirmé par l'étude des accidents satellites et des déformations affectant les bordures des deux compartiments : rebroussements non conformes à la composante verticale du rejet apparent (Nord-Ouest de Bainville) et plis d'entraînement de dimensions hectométriques (avec pendages atteignant 35-40° dans les calcaires du Muschelkalk au Nord-Ouest de Hennecourt), ou de dimensions métriques (avec flanc inverse dans les Marnes irisées : D 166 sous le pont de Bettegney). Il est d'ailleurs impossible à l'échelle du 1/50 000 de rendre compte de la complexité structurale observée à proximité des lèvres de la faille de Vittel (cf. C. Jannel, 1886).

Les accidents cassants montrent une curieuse disposition en "arêtes de poisson", qui peut être interprétée comme le résultat d'une inversion du sens de coulissage. Au Nord, où la série est assez régulièrement pentée d'environ 15‰ vers le NNW, quelques failles peu importantes (Fomerey, Bois Bani), la flexure de Bocquegney-Nord, et la direction générale de fracturation déduite de l'allure du réseau hydrographique secondaire, sont toutes orientées sensiblement N 45°E ; bien que partiellement guidées par une structuration ancienne du socle (bien visible dans le Sud-Ouest de la feuille : la Brancarde) elles traduisent un mouvement senestre le long de la faille de Vittel. Au Sud se développent, au contraire, de petits fossés triangulaires limités par des failles N 110 à 150°E, dont l'importance a été sous-estimée par les levés antérieurs : fossés de Bocquegney-Sud et de Damas-et-Bettegney. C'est le décapage des Marnes irisées inférieures, au cœur de ce dernier, qui explique la largeur disproportionnée de la vallée de la Gitte en amont de Dompain. La phase de décrochement dextre semble donc plus importante. C'est d'ailleurs elle qui est également responsable de la formation du petit fossé en "accent circonflexe renversé" dont la branche NW-SE a été mise en évidence par le forage de Dogneville (1982) ; il s'agit d'un graben étroit mais très profond (plus de 150 m de rejet), dont la seconde branche longe la faille-limite du horst d'Epinal, et qui assure le relais entre la faille de Vittel et ce dernier accident.

● **Le horst d'Epinal et son prolongement occidental.** Au sens strict, le horst d'Epinal, qui culmine vers 500 m d'altitude au Fort du Bambois au

Sud de la ville, est limité vers l'Ouest par la faille oblique de Dounoux - Les Forges ; le revêtement sédimentaire y présente un pendage nord assez faible (10 % environ). En direction de la bordure occidentale de la feuille, la structure s'abaisse progressivement à la faveur de quelques failles parallèles au faisceau de la Moselle : failles de Renauvoid*, de Girancourt et de Lerrain ; simultanément le horst perd petit à petit son individualité.

Entre la faille de Dounoux - Les Forges et celle de Girancourt, l'axe haut correspondant au horst d'Epinal se prolonge encore nettement, permettant encore au Conglomérat principal d'affleurer dans des vallons peu profonds (la Curtillotte, Bois de Girancourt), mais le style devient plus souple, le bord nord n'étant plus marqué que par une zone de flexure assez large. Le panneau vaguement losangique ainsi délimité s'achève d'ailleurs, au Nord-Ouest, par une voussure, sorte de terminaison périclinale, qui apparaît nettement dans la tranchée du canal de l'Est au Bois de Trusey, et dont la culmination est marquée par le Haut des Monts (Girancourt) ; en ce dernier point, il arrive que des diaclases d'extrados, atteignant quelques décimètres de large, s'ouvrent brutalement sous le poids des engins agricoles. Plus au Nord, la surface structurale du toit du Grès à *Voltzia* se raccorde progressivement à une dépression marécageuse drainée par l'Avière et correspondant au Muschelkalk marneux ; puis, vers Darnieulles, commence à apparaître la *cuesta* du Muschelkalk calcaire, dont la virgation autour du Bois de la Voivre traduit le prolongement du bombement précédent.

Entre les failles de Girancourt et de Lerrain, très apparentes dans la topographie, ne se dessine plus, du fossé de Bains-les-Bains à la faille de Vittel, qu'un vaste panneau globalement monoclinale, dont le pendage moyen est de l'ordre de 15 % en direction du Nord. C'est dans ce secteur que la *cuesta* du Muschelkalk supérieur est la mieux marquée ; la dépression périphérique, creusée dans les argiles du Muschelkalk moyen, est drainée tantôt vers le Nord, conformément à l'écoulement des cours d'eau majeurs (Moselle et Madon), tantôt vers le Sud à contre-pendage, par suite du jeu de l'érosion régressive sur l'escarpement de faille limitant le fossé tectonique méridional. Malgré l'aspect monotone des plateaux calcaires, la structure n'est pas rigoureusement tabulaire. A un large mouvement à tendance synclinale, d'axe sub-méridien correspondant sensiblement à la vallée sèche de Saurupt (Nord de Harol), se superpose un découpage en damier irrégulier, par des fractures généralement peu importantes ou par des flexures, qui se traduit par le tracé "en baïonnette" du front de *cuesta*. A l'approche de la faille de Vittel, la structure devient relativement confuse, les blocs ainsi délimités s'étant déformés plus ou moins indépendamment les uns des autres, ce qui explique la réapparition sporadique du Grès à *Voltzia* jusqu'aux environs de Bainville-aux-Saules.

* C'est probablement cette faille, non décelée par les leviers antérieurs, qui est responsable, indirectement, de la rupture catastrophique du barrage de Bouzey le 27 avril 1895 ; la formation de renards ayant été favorisée par la densité des diaclases satellites, de direction transverse à l'ouvrage, et par le faible taux de cimentation des Couches intermédiaires affectées.

● La chronologie des événements tectoniques post-mésozoïques ayant affecté le territoire de la feuille ne peut être envisagée que par comparaison avec des études concernant l'ensemble de la plate-forme ouest européenne (F. Bergerat, 1987). L'effondrement du fossé de Bains-les-Bains et le jeu en failles normales des accidents parallèles au faisceau de la Moselle pourraient être dus à la phase de distension oligocène (35-30 Ma) correspondant à l'ouverture du rift alsacien. Le jeu senestre, relativement faible, de la faille de Vittel, serait lié à une compression NE-SW au début du Miocène (22-20 Ma). L'essentiel du rejeu dextre du même accident, apparemment plus important, serait d'âge fini-miocène à pliocène (7-4 Ma) et résulterait d'une compression NW-SE. D'après les données sismologiques récentes (H. Haessler et P. Hoang-Trong, 1985), il semble que le champ de contraintes se soit peu modifié depuis, puisque sur des accidents secondaires sub-méridiens, il se traduit encore par un mouvement senestre.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

Les affleurements du socle antétriasique de la feuille Epinal, localisés dans de profondes vallées près des bordures est et sud, sont peu étendus. Les aspects pétrographiques, variés, sont tous caractéristiques de la "zone occidentale des Vosges moyennes" (J. Hameurt, 1967). Quelques rares sondages profonds ont également atteint le socle "granitique", mais l'état des échantillons ne permet pas une identification précise.

M². Migmatites de Gerbépal et leptynites granuleuses.

● Les migmatites de Gerbépal sont occasionnellement exploitées en carrières le long de la route forestière de la Brancarde, dans la haute vallée de la Saône. L'intense fracturation, et les phénomènes d'altération qui en résultent, liés au passage d'un grand accident NE-SW (faille de Vioménil - Hennezel - Passavant), en rendent l'étude difficile. Ce sont des roches à structure tendue, se présentant en bandes sensiblement parallèles, d'orientation moyenne N 60°E-45°NW, d'épaisseur très variable (centimétrique à métrique), aux limites nettes ou floues, et dont les teintes varient du noir verdâtre au rose sombre. La foliation, très nette dans les faciès les plus fins, particulièrement riches en biotite, tend à s'estomper dans les faciès plus grossiers et plus feldspathiques, où le plagioclase blanc prend localement des formes subautomorphes trapues, et où apparaissent de nombreuses taches verdâtres, centimétriques, de cordiérite. Elle peut disparaître presque totalement dans les bandes les plus grossières (grain moyen : 1 mm), leucocrates, riches en orthose rose et en quartz. Ces minéraux, xénomorphes et engrenés, y présentent cependant un aplatissement parallèle à la structure d'ensemble ; ils sont souvent accompagnés de muscovite tardive.

Quelques faciès associés, très particuliers, apparemment sous forme de "boudins" tectoniques de taille décimétrique, méritent d'être signalés, malgré leur rareté, pour leur intérêt pétrogénétique :

– **leptynites** à grain extrêmement fin, de teinte blanchâtre (fond exclusivement quartzo-feldspathique) veinée de vert pâle (hercynite essentiellement), ponctuées de petits grenats. Ces "granofels" connus également sur la feuille Remiremont, sont généralement considérés comme des reliques de roches granulitiques ;

– **amas quartzeux** grisâtres, à grain très fin, truffés de globules (de 1 à 5 mm) fibro-radiés, vert Véronèse (céladonite). Ils peuvent montrer une structure spongieuse, comblée par de la serpentine (antigorite) et parfois de la dolomite. Ils pourraient correspondre au stade ultime de l'altération d'une péridotite à grenats.

Vers le Sud, dans le vallon du Bocard, les formations précédentes passent aux *migmatites porphyroblastiques* à enclaves. Leur matrice, de composition grano-dioritique, montre une texture granoblastique cloisonnée : la biotite, abondante, se dispose autour des plagioclases trapus, le quartz est très xénomorphe. Les phénoblastes de microcline atteignent couramment 1 cm, et beaucoup montrent la macle de Karlsbad ; ils sont subautomorphes, mais tendent à englober les minéraux voisins. Leur disposition, bien mise en relief par l'altération, dessine une "fluidalité" contournant les enclaves. Ces dernières, de taille pluridécimétrique, sont très sombres et constituées essentiellement de biotite et de quartz. En raison de leur extension restreinte, ces migmatites n'ont pu être figurées séparément sur la carte.

Il en est de même de plusieurs filons de *microsyénites à actinote*, recoupant les deux séries migmatitiques et appartenant au cortège filonien du massif de granite des Crêtes dit de Bains-les-Bains (feuille Plombières). Leurs textures (aphanitiques à porphyriques), comme leur état de fraîcheur, sont très variables. Les plus proches de la faille, de teinte uniformément brun violacé, présentent localement une altération en boules très poussée ; le plus méridional montre de grands phénocristaux (jusqu'à 2 cm) d'orthose zonée, à coeur limpide, dans une pâte rose à taches verdâtres.

● **Les leptynites granuleuses** affleurent dans la haute vallée du Coney, sur le talus de la D 44 à l'Ouest de Fieusé. Ce sont des roches très claires, dont la teinte varie du gris au rose, et dont le grain est régulier : 0,5 à 1 mm. Les surfaces longtemps soumises à l'altération météorique sont granuleuses, comme celles d'un grès, d'où le nom donné à ce type de roche. Il n'y apparaît jamais de foliation métamorphique nette : à l'échelle de l'échantillon, elles sont presque isotropes et ressemblent à un granite aplitique. A l'affleurement en revanche, des horizons d'épaisseur variable, plus ou moins riches en biotite, permettent d'y reconnaître une stratification subverticale floue, d'orientation moyenne N 50°E. La texture est granoblastique ; le quartz tend vers une forme globuleuse, tandis que l'orthose et le plagicolase (albite) restent xénomorphes. Le grenat ne se rencontre plus qu'en reliques dans le plagioclase. La biotite se présente en cristaux relativement épais, mais souvent froissés surtout lorsqu'ils forment des agrégats. La muscovite tardive, en lamelles dentelées, est assez fréquente. D'après J. Hameurt (1967), ces leptynites résulteraient de la "dégénérescence" d'anciennes granulites.

Vers le Sud, en limite de la feuille Plombières, ces roches passent progressivement, en continuité structurale, aux migmatites de Gerbépal

sous leur faciès de gneiss hololeucocrates, où la biotite dessine : tantôt une foliation marquée par de très minces lits continus, distants de 1 à 2 mm, tantôt une simple linéation, par l'agencement d'agrégats discoïdes à section "en tiret".

γ 1E. **Granite d'Epinal.** Ce granite affleure dans le horst d'Epinal, au fond des vallées de la Moselle et de ses affluents, en amont de la ville. Son extension exacte n'est pas connue, car il disparaît sous la couverture triasique, mais il s'étend largement vers l'Est, sur la feuille Bruyères, et atteint la bordure nord de Plombières.

Il est très clair (beige rosé), à structure massive, avec une tendance porphyroïde. Les phénocristaux, pouvant atteindre 4 cm, sont sporadiques et disséminés. Le grain est ordinairement moyen à grossier : 2 à 5 mm, et même 10 mm pour l'orthose ; il peut être localement réduit, sub-millimétrique.

C'est un granite alcalin à biotite et muscovite primaire. Le quartz, grisâtre, est globuleux. Parmi les feldspaths, le plagioclase ne se distingue guère macroscopiquement de l'orthose que par une teinte légèrement plus rose. Les micas sont régulièrement disséminés ; la biotite est très noire, la muscovite de teinte ambrée, en tablettes épaisses. La composition minéralogique est simple (J. Hameurt, 1967) : quartz = 29 %, orthose = 33 %, albite 29 %, biotite = 5 %, muscovite = 4 %, apatite = 0,2 %, andalousite, zircon, minéraux opaques.

A l'angle sud-est de la feuille (Pierre-le-Clair) a été figuré, sous la même notation, un secteur confus où apparaissent côte à côte des blocs de granite d'Epinal et de migmatites de Gerbépal. Dans la petite carrière abandonnée ouverte à cet endroit, les relations exactes entre ces faciès ne peuvent être précisées en raison d'une intense cataclase affectant le socle. On y trouve en outre un granite à deux micas, nettement orienté, caractérisé par la présence de paillettes de biotite atteignant plusieurs millimètres, dispersées, et de phénocristaux automorphes, maclés, d'orthose rose.

Seuls de rares affleurements de la feuille Bruyères montrent que le granite d'Epinal est intrusif dans les formations cristallophylliennes qu'il pénètre de filons très courts. Il ne développe aucun métamorphisme à son contact, aucune granitisation ou assimilation, et ne possède pas de cortège filonien associé.

Ce granite, assez sensible à l'altération, se présente souvent à l'affleurement sous forme de blocs résiduels arrondis, qui pourraient être aisément confondus avec des blocs erratiques (Bouffrot), surtout lorsqu'ils apparaissent emballés dans des alluvions fluvio-glaciaires (étang d'Augigotte).

FORMATIONS PRIMAIRES

Permien

Des "arkoses permienes" ont été signalées à Epinal, directement sous les alluvions de la Moselle, dans les rapports de sondages préparatoires à

la réfection du pont Clémenceau (1962). Cependant les données structurales, déduites des affleurements et sondages environnants, montrent que le mur du Trias ne peut se trouver à si faible profondeur au droit de cet ouvrage. En revanche, une interpolation entre les données de sondages de la région de Vittel à l'Ouest, et les observations de surface dans la région de Bruyères - Saint Dié à l'Est, permettent de supposer l'existence de Permien, en profondeur, au Nord du horst d'Epinal, à partir de Golbey.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias

Les trois super-groupes caractéristiques de la "trilogie" germanique : Buntsandstein, Muschelkalk et Keuper, sont représentés sur le territoire de la feuille. Compte tenu de l'extrême rareté des éléments de datation au sein de la série triasique, les unités cartographiées sont d'ordre purement lithostratigraphique, comme c'est le cas pour toutes les autres feuilles du Nord-Est de la France. La nomenclature adoptée est celle recommandée par la synthèse géologique du bassin de Paris (C. Mégnien et col., 1980), à laquelle on voudra bien se reporter pour tout problème de corrélation avec l'échelle chronostratigraphique standard, ou de correspondance avec les échelles adoptées sur les feuilles voisines, en particulier les plus anciennes.

Buntsandstein moyen

Ces dépôts sont directement transgressifs sur un socle, généralement très peu altéré, dont la surface semble remarquablement aplanie (pédipaine infra-triasique). Les altérations, développées localement au-dessous de celle-ci, sont d'origine essentiellement posthume, liées à des circulations tardives (Krakenberger et col., 1980). Les biseautages successifs montrent que cette surface devait se relever lentement (avec une pente inférieure à 5 ‰) vers le SSW. La zone haute ainsi mise en évidence ne représente qu'une faible partie de la retombée septentrionale d'un paléorelief très étendu, contourné par les paléo-courants venus de l'Ouest, et dont l'axe s'abaissait lentement, entre bassins triasiques lorrain et franc-comtois, depuis le Morvan jusqu'en Forêt-Noire centrale (éperon bourguignon).

A l'exception de la partie tout à fait terminale (Zone-limite violette), dont les caractéristiques sont très particulières, tous les dépôts gréseux et conglomératiques, fluviatiles, attribués au Buntsandstein moyen, possèdent un certain nombre de caractères communs. Ils se distinguent en particulier des faciès détritiques plus récents par l'absence quasi totale d'indices d'activité biologique végétale ou animale, et par la présence d'éléments façonnés par le vent : rares galets à facettes éoliennes, très abondants grains de sable siliceux de forme subsphérique, en général partiellement masquée cependant par une auréole de nourrissage secondaire, subautomorphe, à facettes miroitantes.

t1b. **Grès vosgien.** Cette formation n'affleure largement qu'au niveau du horst d'Epinal, à l'Est de la faille transversale Les Forges - Dounoux, à la

faveur des profondes entailles creusées par la Moselle et ses affluents locaux. Entre ce secteur et la limite sud de la feuille, elle ne réapparaît qu'en huit petites "boutonnères" dues au jeu de l'érosion régressive sur des escarpements de faille. Sa puissance décroît, assez régulièrement, du NNE vers le SSE : 100 m au sondage du Fort de Razimont (2 km au Nord-Est d'Epinal, feuille Bruyères), 60 à 70 m dans le secteur de Dinozé - Saint-Laurent, 55 m au sondage de Thiéolouse, 38 m à la Pierre-le-Clair (angle sud-est), 20 à 30 m dans la vallée du Cône au Nord-Est de Moyenal, 0 m au-delà d'une ligne WNW-ESE entre la Brancarde et Fieusé. Seuls les deux termes les plus élevés de la succession, observable sur la feuille Bruyères voisine, affleurent au-dessus du socle de la feuille Epinal.

● **Les Sables inférieurs** (C. Jannel, 1889), puissants d'une quinzaine de mètres au maximum, sont généralement masqués par des éboulis et colluvions provenant de l'assise supérieure. Il s'agit de grès assez grossiers et mal classés, tantôt rouges, tantôt blanchâtres par lessivage (ferme des Champs-de-Damas), mal consolidés par une pseudomatrice argileuse provenant de l'altération de la fraction feldspathique qui devait être assez abondante initialement. Quelques petits bancs, lenticulaires, sont au contraire très fortement cimentés par un dépôt secondaire de silice ; c'est probablement sur l'un d'eux, et non sur le granite, qu'a été interrompu le forage AEP (339-4-4) de Golbey. Le long de la voie ferrée Epinal - Luxeuil, dans le secteur de Saint-Laurent - Dinozé, le sommet est marqué par un niveau argilo-silteux rouge (sanguine) qui peut dépasser 50 cm d'épaisseur, mais semble disparaître rapidement vers le Sud-Ouest.

● **La Haute-Masse** (J. Perriaux, 1961), puissante d'une cinquantaine de mètres en moyenne, est beaucoup plus résistante à l'érosion : elle apparaît assez souvent en falaises d'aspect ruiforme (roches d'Olima, du Bouffrot, etc.), et a été autrefois abondamment exploitée en carrières pour la construction. Ces grès se présentent habituellement en bancs épais de 0,5 à 2 ou 3 m, à grain moyen, où dominent les stratifications obliques ; ils sont parfois séparés par des niveaux à grain plus fin où le litage est horizontal. Les grains de quartz, assez bien classés autour d'un mode vers 0,5 mm, sont comme les feldspaths (15 % d'orthoclase en moyenne), bien arrondis, mais présentent généralement en outre des facettes miroitantes de nourrissage secondaire. La présence d'un fin pigment intergranulaire d'hématite confère à la roche une teinte rose plus ou moins prononcée. Les galets très émoussés de quartz et de quartzite, n'atteignant que quelques centimètres, ne sont pas rares : tantôt dispersés dans la masse, tantôt rassemblés en pavage soulignant les limites de bancs. Ils sont parfois suffisamment abondants pour constituer de véritables conglomérats, mais le seul niveau de ce type qui présente une certaine continuité latérale est situé à l'extrême base de l'unité ; il peut atteindre quelques mètres d'épaisseur, est généralement assez mal cimenté, et se caractérise également par une relative abondance des petits galets de socle (quelques %).

11c. **Conglomérat principal et Zone-limite violette.** Au-dessus du Grès vosgien, le passage au **Conglomérat principal** (bien exposé dans la falaise surplombant la D4, entre Uriménil et Uzemain, et sous la passerelle du château d'Epinal) s'effectue très brutalement par un enrichissement en

galets d'assez grande taille, mais la matrice gréseuse conserve les mêmes caractères pétrographiques que la Haute-Masse. La formation est constituée par l'empilement de corps conglomératiques lenticulaires mais très étalés, d'épaisseur métrique, à galets jointifs ou "flottants", montrant une dérive verticale souvent granodécroissante, mais parfois granocroissante. Il s'y intercale fréquemment des bancs gréseux (surtout autour de Charmois-l'Orgueilleux), et sporadiquement des lentilles d'argilites rouges (Chapuy Chantré) ou de psammites plus ou moins riches en muscovite et biotite altérée (secteur de Fieusé et Ouest du Fort du Roulon).

Les galets sont essentiellement représentés par des quartzites gris à roses et des quartz filoniens blancs, en proportions à peu près égales, mais avec une nette prédominance des premiers aux grandes tailles et des seconds aux petites. Leur longueur oscille entre 5 et 15 cm pour la plupart, mais elle peut atteindre 25 à 30 cm pour les plus gros (maximum : 33 cm à Rasey). Ils sont très émoussés dans l'ensemble, à l'exception de rares galets, rencontrés un peu partout (surtout entre Renauvoid et Vioménil), qui présentent des facettes éoliennes, acquises secondairement sous le climat très aride ayant régné dans la région lors du dépôt. Il s'y ajoute toujours quelques lydiennes vert sombre à noirâtre (surtout au Nord-Est de Moyenpal), où ont été signalés jadis des graptolites siluriens, et quelques petits galets de socle cristallin ou métamorphique, toujours très altérés aux affleurements.

Ce poudingue offre une résistance à l'érosion très variable. Lorsqu'il est bien cimenté, il forme des falaises avec surplombs (le long de la D 3 à l'Est de Rasey par exemple), comparables à celles que présente la Haute Masse. Plus souvent il est resté relativement friable et n'apparaît guère dans la morphologie, pouvant même disparaître totalement (en particulier en tête de vallon) sous des éboulis et/ou colluvions provenant de la désintégration des Couches intermédiaires. Dans ce cas il peut être exploité directement à la pelle, et de nombreuses carrières y ont été ouvertes, pour l'empierrement des voies forestières principalement ; occasionnellement, ce sont les colluvions issues du poudingue qui ont été exploitées (la Bourieure, Dounoux). Il ne semble pas que la répartition des zones de cimentation préférentielle soit liée à la paléogéographie triasique car, au moins sur le horst d'Epinal, celles-ci paraissent former des bandes orientées NE-SW, parallèles à une direction de fracturation majeure. La puissance de la formation peut être estimée à 15-20 m aux affleurements ; cette valeur est confirmée par quelques sondages : 17 m à Valfroicourt (2,5 km à l'Ouest de Bainville-aux-Saules, feuille Vittel) et à Thiérouse, 18 m à Dompain et Golbey, 24 m à Dogneville (mais cette valeur anormalement forte est sans doute liée à la proximité d'une faille).

La **Zone-limite violette**, longtemps réputée absente sur le territoire de la feuille, a été identifiée presque partout, par des levés récents, au toit du Conglomérat principal. Les rares lacunes locales semblent résulter de phénomènes de ravinement lors du dépôt des Couches intermédiaires, comme en témoignent notamment un petit chenal observé au Nord de l'écluse n° 19 près des Forges d'Uzemain, et celui, de largeur hectométrique, mis en évidence sous le Fort du Bambois.

Elle est souvent caractérisée par des dépôts particuliers, toujours très minces, n'affleurant dans de bonnes conditions qu'au sommet de quelques carrières (Vioménil, Chapuy Chantré et Basse-du-Dôme) : grès fins, gris-bleu à violacé, et argiles bariolées de rouge et de vert vif. Mais plus fréquentes encore sont les transformations qui affectent indifféremment ces faciès ou le sommet du Conglomérat : effacement de la stratification, dolomitisation (forage AEP d'Escles) et surtout silicifications. Ces dernières peuvent prendre des allures très diverses (M. Durand et R. Meyer, 1983) : parfois géodes, tapissées de fins cristaux de quartz, qui correspondent à d'anciens nodules sulfatés (Safframénil, La Xatte), plus souvent nodules et lentilles de cornaline, aux formes tourmentées, d'aspect compact ou scoriacé, aux teintes changeantes (rouge vif, violacé, jaunâtre ou blanchâtre). La cornaline, constituée d'un mélange de quartzine, calcédonite et quartz microcristallin, renferme parfois des fantômes et "boxworks" de cristaux de dolomite, gypse ou anhydrite (Agémont). La présence de galets bréchifiés (La Haye), verdis en surface (forêt de Tillonhaie) et/ou partiellement dissous (Chantraine) est également très caractéristique. Ce niveau traduit un fort ralentissement de la sédimentation et même une longue pédogenèse sous climat semi-aride.

Par ces faciès très spécifiques, décelables même dans de très mauvaises conditions d'observation, et par l'important niveau de sources qu'elle induit, la Zone-limite violette constitue le meilleur repère structural de toute la moitié sud-est de la feuille ; c'est pourquoi ont été figurés, sous la notation t1c, des affleurements très ponctuels où le Conglomérat n'apparaît pas nécessairement (source de l'Avière, Sud de Girancourt, Est du lac de Bouzey, etc.).

Buntsandstein supérieur

Cet ensemble gréseux, dont la puissance moyenne varie de 65 m au SW à 80 m au NE, marque l'arrivée d'un nouvel épandage détritique dans le bassin. Il montre une évolution progressive, depuis des faciès basaux grossiers et mal classés (Couches intermédiaires inférieures), d'origine purement fluviatile, jusqu'à des faciès fins et très bien classés (Grès à *Voltzia*), où commencent à se manifester quelques influences marines.

t2a. **Couches intermédiaires.** Elles affleurent très largement, sur toute leur épaisseur (45-50 m en moyenne), dans la zone comprise entre Epinal et toute la bordure sud de la feuille, où dominent les bas plateaux boisés (forêts d'Avière, de Tillonhaie, du Ban d'Harol) entaillés de profonds vallons. Deux ensembles superposés peuvent y être distingués, entre lesquels il n'est cependant jamais possible de placer une limite franche.

● **Les Couches intermédiaires inférieures** se développent sur les 2/3 environ de la puissance totale. Sur les plateaux, elles sont presque totalement masquées par les faciès sableux résultant de leur désagrégation (région d'Epinal), alors que sur les versants elles forment souvent, en particulier vers leur base, des escarpements rocheux ou des chaos de blocs (haute vallée de la Saône, vallon druidique d'Escles). Elles se présentent généralement en gros bancs, à stratifications obliques, où les litages tabulaires peuvent être très inclinés (27° à Charmois-l'Orgueilleux) ; leur aspect en grand écho ainsi celui de la Haute-Masse (tranchée SNCF sous le pont Napoléon au Sud-Ouest de Buzegney).

Les faciès qui rappellent le plus le Grès vosgien s'en distinguent cependant par une teinte beaucoup plus soutenue (rouge-brun à lie-de-vin), due à la présence d'une matrice argilo-ferrugineuse, et qui passe facilement au jaune orangé par lessivage superficiel, surtout dans les zones les plus fracturées. Leurs caractères pétrographiques sont également différents : les grains (dimension moyenne 0,2 à 0,4 mm) sont plutôt anguleux et mal classés ; les feldspaths sont très abondants (autour de 25 %) et le mica blanc, en larges paillettes, toujours présent. Les faciès gréseux les plus grossiers, riches en éclats de quartz de plusieurs millimètres et en minuscules "galets mous" argileux, prennent souvent en surface un aspect vacuolaire caractéristique ; près de la faille de Méloménil au Pont Tremblant, leur forte porosité est parfois comblée par un ciment de barytine. Les graviers de quartz, de 1 à 2 cm, et les petites cavités sphériques, centimétriques, tapissées d'un enduit ferro-manganique noirâtre, sont assez fréquents, mais leur densité reste toujours faible.

A la base apparaissent assez fréquemment, sur quelques mètres, des faciès franchement conglomératiques (par exemple le long de la D 3 à l'Ouest des Forges d'Uzemain), dont les galets, non jointifs et plus petits que ceux du Conglomérat principal, présentent souvent des traces d'altérations qui traduisent un remaniement de la Zone-limite violette ; plus rarement, au-dessus de cette dernière, les premiers mètres peuvent être au contraire relativement fins et riches en argiles (Nord-Est de Moyenpal). Plus haut, quelques "petites zones violettes", sans dolomie ni cornaline et de faible extension horizontale, peuvent être observées çà et là, en particulier dans le secteur centre-sud de la feuille.

● **Les Couches intermédiaires supérieures**, dont la puissance n'excède pas 15 m, se distinguent surtout par leur hétérogénéité ; elle est marquée par les contrastes granulométriques entre les différents bancs gréseux, habituellement plus minces que précédemment, et par la présence de nombreuses lentilles argileuses de grande taille (carrière du Void-d'Escles). Les petits galets et les taches noires sont devenus rarissimes et strictement localisés en base de banc. Aux affleurements, les grès prennent presque toujours une teinte jaune orangé, veinée de roux par des précipitations tardives d'hydroxydes de fer, mais ils peuvent être totalement décolorés. Très mal cimentés dans l'ensemble, ils ont parfois été exploités en sablières (Saussenot) et marquent en maints endroits un replat très net dans la topographie. Certains niveaux annoncent déjà le Grès à *Voltzia* par la finesse de leur grain et/ou la présence de débris végétaux.

t2b. **Grès à *Voltzia***. Largement dégagé par l'érosion, surtout dans le quart sud-ouest de la feuille, il se traduit par une morphologie mollement ondulée, couverte principalement de prairies, dont l'enveloppe correspond sensiblement, entre Vioménil et Escles plus particulièrement, à la surface structurale du toit du Buntsandstein. Il n'existe pas d'affleurements naturels, mais d'innombrables carrières, pour la plupart abandonnées de longue date, y ont été exploitées pour la pierre de taille et pour la confection de meules à aiguiser. Sur les 25-30 m de puissance moyenne totale, il est aisé de distinguer deux unités superposées, dont la limite est cependant imprécise et fluctuante.

● **Le Grès à meules** constitue entre la moitié et les deux tiers inférieurs de la formation. Plus massif que le niveau sous-jacent, il marque souvent un ressaut dans la topographie, dominant le replat des Couches

intermédiaires supérieures ; cette rupture de pente a été largement utilisée pour le tracer des contours. En carrière il se présente comme un empilement de grandes "lentilles" gréseuses à base érosive, de plusieurs dizaines de mètres de large et quelques mètres d'épaisseur, correspondant à des remplissages de chenaux fluviaux successifs. Les bancs paraissent massifs en première observation, mais de discrètes variations de teinte permettent presque toujours d'y déceler de fines laminations faiblement pentées ou horizontales. Ils ne sont généralement séparés que par de minces joints argileux, souvent gris verdâtre, ou par des niveaux psammitiques, d'extension très restreinte, à muscovite et biotite verte. Les teintes sont généralement assez pâles : rougeâtre, jaunâtre, gris verdâtre à blanchâtre. Le grain est remarquablement fin et constant (mode : 0,1 mm), et le mica blanc est relativement abondant.

Le fond de certains chenaux, et plus particulièrement à la base de la formation (carrières du canal de l'Est entre Girancourt et Thiélose), est marqué par des brèches intraformationnelles riches en débris de plantes terrestres, charbonneux et pyriteux en profondeur, limonitiques en surface. D'après P. Fliche (1910), les carrières de la région d'Epinal, de La Rue et de Vioménil ont livré des restes d'équisétales : *Equisetites mougeotii*, *Schizoneura paradoxa* ; de conifères : *Voltzia heterophylla*, *Albertia latifolia* ; des frondes filicoïdes : *Anomopteris mougeotii*, *Neuropteridium voltzii* ; et des formes d'affinités incertaines : *Lesangeana voltzii* et *Poecilolithys haugi*. Quelques coquilles marines peuvent également apparaître, mais les gisements sont beaucoup plus rares que sur certaines feuilles voisines : Bruyères et surtout Plombières ; ce qui traduit une relative proximité de la zone d'arrivée des matériaux détritiques.

● **Le Grès argileux**, au sommet, prend une teinte très soutenue à dominante lie-de-vin. Les bonnes coupes sont rares et précieuses ; une des plus importantes est constituée par la tranchée du canal de l'Est entre Girancourt et Chaumousey. L'aspect dominant est celui d'une alternance de petits bancs de grès, rouge sombre à violacé, et de plaquettes gréseuses, plutôt verdâtres, avec des argiles rouges micacées, souvent silteuses voire sableuses, à litage parfois effacé par bioturbation, et qui peuvent devenir prépondérantes (région de Lerrain). C'est ce faciès de plaine d'inondation, encore continental, qui a été cartographié séparément, sous la dénomination de "Muschelkalk inférieur", sur les feuilles Vittel à 1/50 000, Mirecourt et Epinal à 1/80 000.

Le Grès à *Voltzia* est le seul niveau du Buntsandstein qui puisse être daté, grâce aux fossiles marins. En particulier, une des espèces les plus fréquentes : *Myophoria vulgaris*, qui se rencontre dès la base (Sud de Dounoux, Rasey, la Bourieure), permet de lui attribuer un âge déjà anisien (Trias moyen) et de la considérer comme un équivalent latéral des faciès réunis sous le nom de "Unterer Muschelkalk" dans le centre du bassin germanique. Ont également été identifiés à Dounoux : *Pseudomyconcha gastrochaena*, *Tellina edentula*, *Gervillia* sp., *Homomya* sp., *Pleuromya* sp., et au Cuisimont (à un niveau plus élevé d'une quinzaine de mètres) : *Bakevillia costata*, *B. goldfussi*, *Mytilus eduliformis*, de petits gastéropodes et une dent *Nothosaurus*.

Muschelkalk inférieur

t3. **Grès.** Les faciès classiques, franchement marins, du Muschelkalk inférieur, qui s'intercalent entre le Grès argileux et le Muschelkalk marneux en Lorraine septentrionale, ne sont pas développés sur le territoire de la feuille Epinal. Ils n'ont été signalés que dans deux forages AEP, implantés au Nord d'Epinal : 7 m de "calcaires gréseux" à Golbey (Sté Jeanne d'Arc, 1935) et 3 m de "calcaires bleus" à la Baudenotte (1947). En surface n'ont été retrouvés que quelques bancs discontinus, de grès jaunâtres à ciment carbonaté, mais non fossilifères, qui n'ont pu être cartographiés séparément et sont donc réunis au Grès à *Voltzia* sous la notation compréhensive t2b-3.

Muschelkalk moyen (Muschelkalk marneux)

Cet ensemble essentiellement argileux affleure sur la retombée nord du horst d'Epinal, et même sous forme d'une petite boutonnière au Nord de la faille de Vittel (Fomerey), mais il détermine surtout, à l'Ouest de Darnieulles, une vaste dépression se raccordant au plateau du Grès à *Voltzia* en pente douce vers le Nord-Ouest, et dominée par la cuesta du Muschelkalk supérieur, à travers laquelle elle se prolonge par les larges vallées cataclinales de l'Illon et du Madon. Aux affleurements, la puissance totale oscille entre 55 et 65 m, ce que confirment quelques sondages (Ville-sur-Illon, Golbey) ; les valeurs plus élevées, observées dans d'autres sondages : 85 m à Dompaire (1936) et surtout plus de 200 m à Dogneville (1982), doivent être attribuées à des "bourrages" d'origine tectonique. Il faut cependant s'attendre à un accroissement sensible au Nord de la faille de Vittel, en relation avec une meilleure conservation des faciès sulfatés, bien développés dans la partie moyenne. Trois formations peuvent y être distinguées.

t4a. **Couches rouges.** Cette partie basale (20-25 m) correspond à des argilites bariolées : rouge-brun, violacé et gris verdâtre. Cette dernière teinte tend à dominer dans les niveaux les plus élevés où apparaissent, en profondeur, de nombreux filonnets de gypse. Les niveaux inférieurs ont été exploités fréquemment autrefois pour tuileries (Lerrain, Pierrefitte, Harol et surtout Sanchey - Les Forges) et occasionnellement pour travaux d'étanchéisation. La formation est caractérisée par la présence de minces plaquettes grisâtres microgréseuses, parfois jaunâtres et dolomitiques, montrant à leur face inférieure des moulages de cubes de sel gemme en relief, dont les arêtes peuvent dépasser 1 cm ; assez peu fréquentes en profondeur, ces "pseudomorphoses" sont relativement concentrées en surface, sous l'action des eaux pluviales, et constituent un excellent repère en l'absence d'excavations, même lorsque le pigment rouge a été totalement réduit par pédogenèse hydromorphe. Peu propices aux cultures, les sols sur Couches rouges sont très fréquemment boisés.

t4b. **Couches grises.** D'une puissance moyenne de 30-35 m, elles sont essentiellement constituées de marnes dolomitiques feuilletées, de teinte grise plus ou moins sombre devenant beige à jaunâtre par altération. Gypse fibreux et anhydrite sont assez fréquents en profondeur, particulièrement à la base ; bien que A. Robaux (1935) ait pu observer "plus de 12 m de gypse très pur" dans la tranchée du canal au Saut-le-Cerf, partout ailleurs les sulfates sont totalement dissous jusqu'à plusieurs mètres sous

la surface du sol. Les plaquettes dolomitiques blanchâtres et les petits accidents siliceux gris, parfois oolithiques, sont assez fréquents dans la moitié supérieure de la formation (Dogneville, Girancourt, Lerrain); en revanche les plaquettes à "pseudomorphoses" ne se rencontrent plus qu'exceptionnellement (Légéville). Au sommet se développe progressivement, au sein des marnes, un faciès caverneux, criblé de petites cavités parallélépipédiques séparées par des cloisons calcaires; ce "calcaire cloisonné" marque la transition à la formation supérieure. Les sols développés sur Couches grises, plus riches que les précédents, sont généralement couverts de pâturages, et même de cultures à l'approche des reliefs constitués par le Muschelkalk supérieur.

t4c. **Couches blanches.** Cette formation dolomitique, plus résistante que les précédentes, peut former des promontoires en contrebas du front de cuesta médio-triasique (Pierrefitte, Harol), et même quelques petites buttes-témoins (Haut de Fautel, et surtout Haute Borne au Sud de Lerrain). Peu épaisse (5 m à l'Est de la Moselle, 8 m en moyenne à l'Ouest), elle est souvent masquée cependant par des débris de Muschelkalk supérieur mêlés d'argiles de décalcification; les bons affleurements sont rares: talus de la D 28 à l'Est de Bégnécourt, petite falaise du pont sur l'Avière à Domèvres. Alors que la partie inférieure tend à se débiter en dalles irrégulières, plus haut se développent des bancs massifs, de plusieurs décimètres d'épaisseur, découpés en gros blocs par les diaclases (Haut du Mont). Ces derniers se retrouvent parfois, sous forme d'"éboulis enterrés", assez bas sur les versants où ils ont été entraînés par les processus périglaciaires (Ouest de Bainville, Nord-Ouest de Pierrefitte).

Il s'agit presque exclusivement de dolomies blanc crème à beige, tendres et poreuses, au toucher sableux à poudreux, d'aspect assez homogène. Les masses carneulisées visibles à la base de la coupe du Saut-le-Cerf (talus de la route de Dogneville), et les structures vacuolaires voire caverneuses dispersées un peu partout, témoignent d'anciennes concentrations sulfatées. Alors que partout ailleurs, la formation est totalement azoïque, à la Haute Borne se rencontrent des moulages de fossiles dissous, de taille anormalement petite: myophories (dont *Lyriomyophoria elegans*), aviculidés, pectinidés et gastéropodes.

Muschelkalk supérieur (Muschelkalk calcaire)

t5. **Calcaires à entroques, calcaires à cératites, calcaires à térébratules.** Cet ensemble, dont la puissance peut être estimée à 45-50 m d'après les données de surface, est responsable d'une morphologie tabulaire, bien développée dans le quart nord-ouest de la feuille; vers l'Est elle disparaît progressivement sous les alluvions anciennes quaternaires. Alors que les vastes plateaux sont largement occupés par les cultures, morcelées par de nombreuses haies installées sur des pierriers, les versants relativement abrupts sont couverts de taillis et de vergers. Les trois formations classiques de Lorraine y sont identifiables, mais n'ont pas été individualisées sur la carte. Plusieurs faciès particuliers, méconnus par les levés antérieurs, y ont été mis en évidence.

● **Calcaire à entroques.** Il se présente généralement sous forme d'un calcaire gris-bleu, en bancs épais (30 à 50 cm) séparés par des "joints secs", finement bioclastique et caractérisé par la présence constante de gros

articles de tiges de crinoïde à section circulaire (*Encrinus liliformis*) ; quelques rares cératites, de petite taille et très mal conservées, peuvent déjà apparaître (Légéville). Sa puissance passe de 7 à 14 m d'Est en Ouest, et cette évolution s'accompagne de variations de faciès.

Dans une bande n'excédant pas 3 km de large, orientée NNE-SSW entre Fomerey et Dommartin-aux-Bois, les 2 ou 3 premiers mètres sont extrêmement riches en petits "nodules" (1 à 5 cm de diamètre au maximum) à structure vaguement concentrique, d'aspect semblable à ce qui a été décrit dans le Muschelkalk allemand sous le nom de *Sphaerocodium*. Il s'agit en fait d'oncoïdes, à l'origine desquels ont contribué diverses algues, dont des *Solenopora*. Ce faciès, bien exposé dans une petite carrière abandonnée située à 2 km au Nord de Girancourt, n'était connu jusqu'ici que de l'autre côté des Monts Faucilles, une trentaine de kilomètres plus au Sud, dans le prolongement de la même bande (M. Durand et G. Jurain, 1969). A l'Ouest de cette dernière, les entroques deviennent beaucoup plus abondantes que dans la région d'Epinal ; il s'y ajoute, tout à fait à la base et uniquement au Nord d'une ligne E-W de Gorhey à Frenois (3 km au Sud de la faille de Vittel), de nombreux grains de glauconie.

Le contact avec la formation sous-jacente est souvent marqué par un contraste lithologique très brutal (Saut-le-Cerf, Sud-Ouest de Ville-sur-Illon, Les Vallois). Tout aussi fréquemment, il peut être au contraire partiellement effacé par une dolomitisation affectant la base du calcaire à entroques, qui présente alors un aspect très voisin de celui des Couches blanches, bien qu'entroques et/ou oncoïdes restent généralement reconnaissables (Adoncourt, Dommartin, Bégnécourt, Bainville). Bien qu'il puisse être placé avec précision sur une coupe, ce contact ne constitue qu'un mauvais niveau-repère structural en surface, en raison des phénomènes de fauchage (avec pendages jusqu'à 15-20°) qui affectent presque systématiquement l'ensemble du Muschelkalk supérieur en bordure de plateau ; ces derniers sont à l'origine de la petite "loupe" de calcaire à entroques figurée t5 sur le versant au Nord-Est de la Rue.

● **Calcaire à cératites.** Il ne peut guère être étudié qu'en "pierres volantes", les anciennes carrières étant très dispersées et de faible importance. Les bancs sont peu épais (1 cm à quelques décimètres), séparés par des joints marneux, et se débitent habituellement en dalles. Ils présentent de nombreux faciès pétrographiques, de teintes dominantes grises : calcaires sublithographiques, souvent associés à des niveaux microgréseux à patine rousse, faciès noduleux parfois bioturbés, biocalcarénites et calcaires coquilliers. Les fossiles les plus fréquents sont des bivalves (*Myophoria*, *Plagiostoma*, *Hoernesia*, *Pleuronectites*, *Pleuromya*), accompagnés souvent de brachiopodes (*Coenothyris*) ou de céphalopodes (*Germanonautilus* et nombreuses *Ceratites*), et plus rarement de gastéropodes (*Laxonema*). Peuvent apparaître d'autre part de minces intercalations de dolomie jaunâtre (parfois dès la base) et même de cargneule de teinte orangée (plutôt vers le sommet).

La base ne peut jamais être observée dans de très bonnes conditions ; dans tout le secteur de Ville-sur-Illon - Adoncourt - Harol, elle est cependant marquée par un banc de brèche intraformationnelle (tempestite ?), riche en bioclastes grossiers et grands galets micritiques, qui peut atteindre 30 cm d'épaisseur. Dans la partie moyenne prédominant, au

moins au Nord d'Epinal de part et d'autre de la Moselle, des faciès marneux gris et des argiles feuilletées noirâtres ; les niveaux calcaires y sont peu nombreux, très minces et pauvres en fossiles. La partie supérieure, plus franchement calcaire, est toujours caractérisée par la présence de petits "récifs" en coussin (biohermes) d'extension horizontale décimétrique à plurimétrique, résultant de l'empilement de petites huîtres : *Placunopsis ostracina*, parfois légèrement encroûtées par un foraminifère : *Tolypammina* aff. *gregaria*. Bien que rarement observés *in situ* (tranchée de la D 166 au Sud de Dompain), ils semblent n'apparaître que dans la Zone à *C. nodosus* (Bettegney) et se raréfier vers le sommet de la formation ; très petits à l'Est de la Moselle, ils atteignent un développement maximal vers Hennecourt, et s'amenuisent ensuite lentement vers l'Ouest.

Quelques dalles caractérisées par la présence presque exclusive d'un fossile particulier (petite térébratule : *C. cycloides*, ou grande myophorie : *Neoschizodus laevigatus*) ou par celle d'une association particulière (*Coenothyris* et *Plagiostoma* de grandes tailles) peuvent être suivies de proche en proche et servir ainsi de niveaux-repères locaux. En l'absence de coupes continues, cette "biostratigraphie événementielle" ne doit cependant être utilisée qu'avec beaucoup de précautions pour des corrélations à longue distance, car les récurrences sont toujours possibles ; c'est en particulier le cas pour le dernier type cité, qui apparaît au moins deux fois : d'abord à 15-20 m au-dessus du calcaire à entroques, puis juste sous les premiers biohermes.

● **Calcaire à térébratules.** Il est peut-être discontinu, car il n'a pu être identifié partout. L'aspect typique est celui de bancs épais, se débitant en dalles irrégulières et très riches en *Coenothyris vulgaris* à valves non désarticulées, mais précocement écrasées par la compaction ; on peut y trouver quelques géodes centimétriques de calcite, correspondant à d'anciens nodules sulfatés. Il a été fréquemment rencontré entre les derniers biohermes et la Dolomie de Vittel (Nord-Est de Gelvécourt, Sud de Dompain, Bettegney, Nord-Ouest de Bocquegney). En revanche, dans la tranchée SNCF (km 115,7) entre Grand Bois et Bois du Ban (Sud-Ouest de Bocquegney), les dernières bioconstructions à *Placunopsis* sont emballées par ce faciès ; il est ici, comme entre Darnieulles et Fomerey, séparé de la Dolomie de Vittel par 2 m environ de calcaires gris microcristallins, azoïques.

Keuper inférieur = Lettenkohle

La Lettenkohle est maintenant rattachée au Keuper, selon l'usage de la plupart des pays à Trias de type germanique. En dehors de la petite zone de Les Vallois, effondrée le long de la faille d'Escles en bordure ouest de la feuille, elle n'affleure que de part et d'autre de la faille de Vittel. Au Sud, elle couronne les plateaux de Muschelkalk supérieur, légèrement inclinés vers l'accident ; alors qu'au Nord elle marque, au-dessus de ces plateaux, l'amorce des collines keupériennes qui vont se développer sur la feuille Mirecourt. D'une puissance habituellement très voisine de 20 m, elle se subdivise naturellement en trois unités, dont les caractéristiques lithologiques sont nettement tranchées.

t6a. **Dolomie inférieure. Dolomie de Vittel** (dolomie blanc crème ; calcaires chamois). Epaisse d'environ 8 m, elle se présente généralement, sur le territoire de la feuille Epinal, sous forme d'une dolomie blanchâtre à jaunâtre, tendre et poreuse, en gros bancs, particulièrement bien exposée dans les tranchées du contournement de Dompain. Son aspect rappelle beaucoup celui des Couches blanches, avec lesquelles elle est parfois en contact par faille (Nord de Girancourt par exemple), mais le contexte lithostratigraphique permet toujours de lever aisément toute ambiguïté ; les rares fossiles peuvent apporter une confirmation : dents et écailles de poissons, souvent concentrées en minces "bone beds", et surtout, dans la partie occidentale de la feuille, *Myophoria (Costatoria) goldfussi*, qui peut d'ailleurs apparaître déjà dans les calcaires sous-jacents (Heucheloup).

Il n'est nulle part possible sur le terrain de subdiviser cette formation dolomitique homogène en deux parties, dont l'une correspondrait à la dolomitisation du sommet des calcaires à térébratules, comme cela a été proposé dans la notice de la feuille Vittel, voisine. Vers l'Est de la feuille Epinal, son développement paraît assez irrégulier, à partir de la région de Fomerey - Darnieulles où elle prend localement un faciès particulier : minces dalles de dolomie rousse, sombre, dure et spathique, associées à des cargneules brunâtres.

Très gélive, la Dolomie de Vittel est habituellement profondément altérée en surface ; elle disparaît très souvent sous des limons jaunâtres, profonds, qui correspondent aux terroirs les plus riches et qui résultent d'une mélange des résidus de décarbonatation sur place avec des colluvions silteuses issue de la formation sus-jacente.

Le sommet est systématiquement marqué par un banc calcaire, à base souvent très floue, parfois bioturbé, dont l'épaisseur est très variable : 10-15 cm à Dompain, 30 cm au Nord-Est de Chavelot et dans la tranchée de la D 166 au Sud de Bocquegney, près de 1 m dans une doline proche du gazoduc Epinal - Blainville (feuille Mirecourt, à 250 m de la limite d'Epinal). Par sa teinte gris bleuté, son débit en dalles et l'abondance des éléments figurés : coquilles (*C. goldfussi* notamment) tantôt dissoutes tantôt encroûtées, oolithes et/ou boulettes fécales, débris osseux et intraclastes micritiques, il peut être aisément confondu avec certains faciès du Muschelkalk supérieur, en particulier lorsqu'il affleure largement dans les labours, par suite d'une disposition locale en dalle structurale (zone de flexure au Nord de Bocquegney).

t6b. **Argiles moyennes.** Au-dessus du banc précédent, brutalement tronqué, succèdent sans transition des argilites feuilletées noirâtres, devenant verdâtres puis beiges par altération, dont la puissance moyenne est de l'ordre de 7 m. Occasionnellement peuvent apparaître, de préférence dans la partie médiane, des teintes bariolées de vert assez vif et de rouge violacé plutôt sombre (région de Dompain, Sud de la halte SNCF de Bocquegney) ; les intercalations de plaquettes dolomitiques, plus ou moins celluluses, sont exceptionnelles (Nord-Est de Ville-sur-Illon). Vers la partie supérieure, le grain a souvent tendance à croître légèrement (Madone, Gorhey) : argilites silto-miacées et plaquettes finement gréseuses, ne présentant jamais de pseudomorphoses de sel. Les fossiles, assez rares, indiquent un milieu à tendance nettement dulcaquicole : *Estheria*, *Unionites* ; quelques minces niveaux à débris de plantes

terrestres ont même été signalés (Dompaire). Dans le paysage, les buttes couronnées par cette formation se reconnaissent assez aisément, car la forêt y a généralement été conservée.

t6c. **Dolomie-limite.** En dehors de la bordure ouest de la feuille (Les Vallois) où elle se réduit à 2 ou 3 bancs, sa puissance paraît souvent atteindre près de 5 m, mais elle est souvent masquée par d'anciennes coulées argileuses descendues des coteaux constitués par les Marnes irisées inférieures. Elle est caractérisée principalement par des bancs calcaréodolomitiques minces, irréguliers et parfois ondulés, séparés par des joints argileux ou marneux et des passées cargneulisées. Seuls quelques secteurs limités, où elle affleure en surface structurale (région de Bocquegney, Est de Damas), permettent de se rendre compte de l'extrême variété pétrographique de cette formation : calcaires sublithographiques gris, dolomies poudreuses jaunes, parfois cloisonnées, brèches intraformationnelles avec matrice riche en pseudomorphoses siliceuses de gypse et d'anhydrite, nodules calcaires à structure en *septaria*, lumachelles grises ou rousses à grandes coquilles recristallisées, biocalcarénites de même teintes, parfois cavernueuses, etc.

Seuls quelques points ont fourni des fossiles identifiables. C'est en particulier le cas du "bone bed" basal de Vautrincourt (stade de Dompaire), très riche en restes de poissons, reptiles et amphibiens, et celui de la lumachelle dolomitique du Grand Bois, riche en bivalves de grande taille : *Plagiostoma striatum*, *Costatoria goldfussi*, *Unicardium schmidi*, *Mytilus eduliformis*.

Keuper moyen = Marnes irisées

Seule la formation basale de cet ancien "Keuper inférieur sens français" a été préservée par l'érosion quaternaire sur le territoire de la feuille ; il s'agit des *Marnes irisées inférieures*.

t7. **Marnes irisées inférieures.** Elles ne sont représentées dans leur totalité (80 m environ) que près de l'angle nord-ouest (1,5 km au sud de Madecourt). Bien connues antérieurement au Nord de la faille de Vittel, elles n'ont été que récemment retrouvées au Sud, en particulier dans les petits fossés satellites, triangulaires, de Damas-et-Bettegney et de Bocquegney. Essentiellement constituées d'argilites très rarement carbonatées, elles induisent une topographie assez vallonnée où, lorsque la pente est suffisante, le moindre ruisseau entaille des ravins étroits, et qui a été presque partout abandonnée à la forêt.

La base est parfois marquée, en surface, par la présence de blocs d'une brèche à éléments argileux et matrice carbonatée. Elle résulte de la dissolution d'un ou deux gros bancs de gypse, que l'on retrouve en profondeur dans le bassin hydrominéral de Vittel (Source Hépar), et même dans tout le Nord-Est de la France (Anhydrite-limite). C'est cette dissolution, encore active sous le massif des Hauts Bois, qui est responsable de la minéralisation de la source des Saumeures, en limite nord de la feuille. Les nodules de "silex" rouge vif ou orangé, à traces de sulfates, éparpillés en surface au toit de la Lettenkohle, pourraient provenir de ce même niveau.

La partie inférieure (couches à pseudomorphoses) est caractérisée, sur une quinzaine de mètres, par des teintes exclusivement grises ou verdâtres et par la présence de plaquettes microquartzitiques à moulages de cubes de sel, prenant une patine rousse en surface, qui permettent d'éviter toute confusion avec les Argiles moyennes de la Lettenkohle.

Dans la partie moyenne, correspondant à la "Formation salifère" de Lorraine centrale, apparaissent souvent des faciès bariolés aux teintes rouges plus vives et vertes plus pâles que celles de la Lettenkohle moyenne (Lamerey : tranchée du contournement de Dompierre) ; l'abondance des plaquettes irrégulières, plus ou moins cloisonnées, et des nodules infra-centimétriques de dolomie blanchâtre, est également caractéristique. Le gypse et l'anhydrite peuvent être abondants (anciennes exploitations de Circourt, à quelques centaines de mètres au Nord de la limite avec la feuille Mirecourt) et se retrouvent parfois en surface, à la faveur des arrachements correspondant à des loupes de glissement (D 39). Vers Madecourt, ces faciès passent finalement à des argiles noirâtres, plastiques, plus ou moins masquées par des éboulis de dolomie de Beaumont, qui appartiennent peut-être déjà aux *Marnes irisées moyennes* (faciès latéral du Grès à roseaux ?).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Introduction

La définition des unités cartographiques est fondée sur les processus de mise en place des formations. L'identification de ces processus s'appuie sur la morphologie des dépôts, leur lithologie et la disposition des matériaux (figures sédimentaires). S'il n'y a guère de difficultés pour distinguer les dépôts fluviaux, il n'en n'est pas de même pour les formations glaciaires ou proglaciaires de Dounoux, car en raison de la rareté des coupes, la lithologie et la disposition sédimentaire sont souvent inconnues ; la morphologie et le contexte local ne suffisent pas pour ranger tel dépôt dans telle ou telle catégorie, avec toutes les ambiguïtés et les risques d'erreur que cela comporte. C'est pourquoi, dans le secteur de Dounoux, les formations glaciaires et proglaciaires n'ont pas été différenciées et sont confondues sous la notation GF.

Certaines formations superficielles recouvrent le substratum rocheux dont elles proviennent par altération, cryoclastie, solifluxion ou gélifluxion ; selon l'importance du déplacement sous l'effet de la gravité, elles sont tantôt véritablement autochtones (altérites ou arènes des roches cristallines) ou para-autochtones (éboulis, colluvions, etc.). Elles restent néanmoins à proximité immédiate de leur point d'origine et sont relativement homogènes du point de vue pétrographique, à la différence des formations glaciaires, fluvio-glaciaires et alluviales dont les matériaux ont été déplacés sur des distances relativement importantes. Si la cartographie des alluvions et éboulis ne présente pas de difficultés considérables, il est par contre difficile de délimiter les glissements de terrains anciens, généralement sous prairies, dans le domaine du Muschelkalk ou du Keuper, aussi ceux-ci n'ont-ils pas été cartographiés.

Il a été établi une chronologie relative des formations fluviales, glaciaires et pro-glaciaires indifférenciées. Cette chronologie se raccorde avec celle de la feuille Bruyères voisine. Cependant, il est permis de penser que les formations notées w-x sont sûrement liées à une glaciation qui se place entre w et x, et non pas w ou x comme le laissaient supposer les levés et la cartographie de Bruyères.

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

Formations glaciaires, fluvio-glaciaires et fluviales

GF. Formations glaciaires et proglaciaires indifférenciées et anciennes. Sous cette rubrique sont rassemblées toutes les formations glaciaires ou proglaciaires, c'est-à-dire glacio-lacustres, fluvio-glaciaires et fluvio-lacustres qui, débordant de la feuille Bruyères, s'étendent aux environs de Dounoux jusqu'à La Houssière au Sud.

La présence de blocs erratiques indiscutable, comme près de la gare de Dounoux, et de dépôts de *kame* (accumulation de sable et graviers en bordure de la glace), témoigne de l'avancée de glaciers jusque dans ce secteur. En surface, sur les grès constituant le substratum, des matériaux grossiers épars, de nature siliceuse, composés essentiellement de galets de quartz et quartzite du Buntsandstein, renferment d'une manière subordonnée des éléments gréseux et éruptifs provenant du socle vosgien.

A La Houssière, une carrière avec un front de taille de 10 à 15 m de hauteur montre des sables et graviers propres et bien classés disposés en lits inclinés d'une vingtaine de degrés, recoupés dans la partie supérieure par des matériaux en vrac. Les lits montrent localement des déformations liées à des tassements ou des glissements, voire à des poussées de la glace (hypothèse avancée par G. Seret, 1966).

A l'Est de Quinfaing, à la croisée de chemins, derrière des maisons, un talus présente une alternance de lits sableux fins, inclinés de 20° environ vers l'Est, surmontés de dépôts, horizontaux, de matériaux grossiers en vrac.

Vers Hadol, G. Seret (1966) signale des dépôts analogues se présentant sous forme de buttes isolées. Ces dépôts sont les vestiges de petits lacs disposés autrefois en bordure des glaces, ce qui explique leur disposition, sous forme de placages, le long des versants ou en buttes isolées.

Les matériaux grossiers, avec éléments issus du socle amenés par les glaces ou liés aux glaciations, s'étagent depuis 490 m à La Houssière jusque 410 m au fond de la cuvette de Dounoux où ils disparaissent apparemment sous une épaisse couche de limon argileux. Fait remarquable, ils ne franchissent pas, à l'Ouest, la ligne de séparation des eaux matérialisée par la succession de replats qui s'étagent depuis La Houssière à 490 m, le Romont (476 m) jusqu'aux Prés Guénille (428 m) au Sud-Ouest de Dounoux, bien que les matériaux grossiers montent quasiment jusque sur ces replats. Apparemment, il semble bien en être ainsi car il n'a jamais été signalé d'éléments issus du socle dans les vallées du Coney ou du ruisseau de Buzegney.

Les écoulements se sont donc produits vers la Moselle soit par le ruisseau de Rainjuménil vers Dinozé, soit par le ruisseau des Nauves vers Arches.

Ces dépôts sont les témoins de l'avancée extrême d'au moins deux glaciations ou de deux stades d'une même glaciation.

Le glacier de Dounoux, le plus ancien, est monté le plus haut, 490 m à La Houssière, et il a laissé des matériaux grossiers sur les principaux sommets autour de la cuvette de Dounoux : à 476 m au Romont, 455 au Jarmont, 461 aux Breuilles (Sud-Est de Quinfaing), 438 au Sallimont, (Sud de Hadol-Haute), 450 au Lavrimont (Est du Roulier) et enfin à 435 m au Diramont (Nord du Roulier). Il a laissé à Guin Roche, en bas de la gare de Dounoux, un bloc de Permien silicifié de plusieurs mètres cube, qui ne peut provenir que de la vallée de la Moselle, aux environs de Dommartin-les-Remiremont, et qui a donc été transporté au-dessus du massif de Raon-aux-Bois ou refoulé depuis Arches par une langue glaciaire provenant de la Vologne. Quoiqu'il en soit, la glace ne semble guère avoir dépassé Dounoux, où un lac de fonte s'était sans doute installé et dont les eaux s'écoulaient par le Rainjuménil vers la Moselle.

Ensuite, lors d'une nouvelle glaciation, ou d'un nouveau stade, le glacier s'est arrêté aux environs d'Hadol et les eaux de fonte ne pouvaient guère franchir le barrage jalonné par le Romont, le Jarmont et le Lavrimont, au Nord-Ouest et au Nord et de Hadol-Haute, et dont le seuil, emprunté par la route d'Épinal (D 12), se trouve actuellement vers 415 m d'altitude. Les eaux devaient donc s'écouler par la vallée des Nauves et c'est à cette époque, et lors du retrait du glacier d'Hadol que se sont formés les dépôts d'Hadol-Centre et de la Théraye au Nord-Est d'Hadol-Haute.

Il n'est guère douteux que les alluvions les plus anciennes et les plus élevées de la rive gauche de la Moselle soient contemporaines de la glaciation de Dounoux. Les alluvions qui leur succèdent immédiatement en contrebas pourraient être contemporaines du glacier de Hadol.

Les dépôts corrélatifs du glacier de Dounoux sont notés w, et ceux corrélatifs du glacier de Hadol notés w-x.

Fw, Fw-x. Alluvions anciennes des hauts niveaux. A la sortie du horst d'Épinal, les plateaux calcaires portent des alluvions qui s'étalent très largement sur une dizaine de kilomètres de largeur. Les alluvions les

plus élevées sont suffisamment épaisses pour masquer le substrat sous-jacent. Leur extension correspond essentiellement aux grandes forêts domaniales de Souche et Thaon, sur la rive gauche, et au bois de la Voivre en rive droite.

Ces alluvions occupent de vastes replats ou des surfaces peu inclinées et dominant légèrement, pour les plus élevées, les plateaux environnants. D'une manière générale, le sommet de ces alluvions culmine à 390 m environ aux Forges et à Chantraine, juste à la sortie du horst, et s'abaisse progressivement à un peu plus de 375 m à la limite nord de la feuille. Sur les bordures, les altitudes maximales des plateaux sont généralement inférieures à 380 m et il faut aller à l'Ouest jusqu'au-dessus de Girancourt, Gorhey, Bocquegney et Gigney pour rencontrer des points hauts voisins de 390 m ou plus élevés. Ces points hauts marquent sans doute la limite occidentale de l'ancienne vallée de la Moselle qui devait se présenter alors comme une large dépression peu accentuée dans laquelle la Moselle s'est ensuite encaissée de près de 70 m.

Dans ces alluvions anciennes, il est possible de distinguer deux nappes principales Fw et Fw-x en se basant sur leur disposition dans le paysage, cependant leurs caractéristiques, pour autant qu'elles puissent être connues, sont quasiment semblables.

La nappe supérieure Fw est localisée à la bordure ouest de la vallée depuis Golbey jusqu'aux environs de Vincey, et sur la rive droite à Châtel (feuille Mirecourt). Sur la feuille Epinal, ces alluvions occupent essentiellement les sommets des plateaux boisés, de part et d'autre de la vallée de l'Avière. Leur altitude, légèrement décroissante vers le Nord, est comprise entre 370-390 m au Bois Bani et de la Louvroie au Nord-Ouest de Chantraine, 365-377 m du Bois l'Abbé jusqu'à la limite nord de la feuille.

En contrebas des surfaces occupées par les alluvions Fw, divers replats plus ou moins découpés et inclinés vers les vallées portent des alluvions similaires notées Fw-x. Ces alluvions sont en grande partie localisées sur la rive gauche de la Moselle et le long de la vallée de l'Avière, mais aussi d'une manière plus réduite sur la rive droite de la Moselle (Bois de la Voivre).

La délimitation des alluvions Fw et Fw-x est malaisée car le passage de l'une à l'autre s'opère progressivement, en outre ces alluvions ont été affectées de remaniements nombreux et répétés par solifluxion et colluvionnement (GF), ce qui tend à effacer leurs limites, de telle sorte qu'il n'est pas possible de connaître exactement leurs relations. Elles ne sont visibles en coupe que d'une manière fortuite lors de rares travaux de terrassement. En surface, elles se présentent sous forme de galets épars mêlés à des limons argileux. Dans ce cas, les galets sont essentiellement siliceux : quartz et quartzites issus du Buntsandstein, les éléments gréseux sont rares et les galets de matériaux granitiques n'apparaissent guère qu'à la faveur de certains labours profonds.

Les deux nappes alluviales sont couvertes par une couche de limon argilo-sableux dont l'épaisseur peu atteindre plusieurs mètres.

Les alluvions Fw-x sont les mieux connues car elles ont été traversées, en tout ou partie, par un certain nombre de sondages de reconnaissance.

Sous les limons reposent des alluvions grossières dont l'épaisseur reconnue partiellement varie de 2 à 4,5 m (Bois l'Abbé). Au Bois de la Voivre une tranchée de la déviation d'Epinal présente au total 5 à 8 m d'alluvions. Les limons argilo-sableux, ocres à rougeâtres, renfermant quelques galets, atteignent 4 à 5 m de puissance.

L'épaisseur des alluvions grossières sous-jacentes aux limons est variable, car leur base présente des poches ou des involutions qui pénètrent dans les argiles grises du Muschelkalk supérieur. Ces poches peuvent être dues tout à la fois à des phénomènes de cryoturbation, voire de solifluxion, car l'ensemble des alluvions semble avoir glissé vers le Nord-Ouest.

Les matériaux grossiers n'offrent pas de structure apparente nette ; localement se développent des passées sableuses lenticulaires, notamment à la base avec des galets altérés de socle, en particulier de granite, dont la dimension peu atteindre 20 à 30 cm. Selon P. Vaskou (1981), les éléments grossiers issus du socle peuvent représenter près de 50 % des galets. Les galets de socle seraient en général plus gros que les galets de quartz et quartzite provenant pour l'essentiel des grès. Les galets de granitoïde sont généralement altérés. Ces matériaux grossiers sont emballés dans une matrice sableuse micacée plus ou moins argileuse, de couleur généralement rousse.

Les alluvions sont dans l'ensemble fortement altérées, que ce soit les limons ou les matériaux grossiers, et portent la marque d'une longue évolution pédogénétique.

Les alluvions Fw et Fw-x sont probablement contemporaines des dépôts glaciaires et proglaciaires de Dounoux et Hadol, qui sont les témoins des avancées maximales des glaciations vosgiennes anciennes.

Les alluvions Fw-x, en raison de leur disposition, ont dû se déposer le long de deux bras de la Moselle qui encadraient le môle de la forêt de Thaon. L'un de ces bras se trouvait dans l'axe actuel de l'Avière.

Les limons qui recouvrent les alluvions Fw et Fw-x sont sans doute essentiellement fluviatiles et peut-être pour partie éoliens, avec des apports latéraux sur les bordures.

Fx. Alluvions anciennes des "moyennes terrasses". Depuis son confluent avec la Vologne et jusqu'à Bayon, la vallée de la Moselle est jalonnée par des alluvions anciennes disposées en "terrasses" à des altitudes décroissantes d'amont en aval, avec un maximum de 360 m à Saint-Laurent, descendant rapidement à 335-340 m au niveau de Golbey pour atteindre 325 m et même moins à Chavelot où elles ont tendance à se confondre avec les alluvions Fy.

Les alluvions Fx sont comprises, le long de la vallée, dans une bande large d'un kilomètre environ dans la traversée du horst d'Epinal ; par contre, à sa sortie elles s'étalent largement sur 3 à 4 km à hauteur de Dogneville.

Dans la vallée du ruisseau de Saint-Oger, affluent droit de la Moselle à Dogneville, des alluvions Fx occupent le long de la vallée des replats dont l'altitude décroît de 235 m à Jeuxy, à 220 m à Dogneville. Les alluvions

Fx du Saint-Oger, plus ou moins dégradées, s'étalent aussi sur les versants jusqu'en bordure de la plaine alluviale de ce ruisseau.

Dans la vallée de l'Avière, aux alentours d'Uxegney, divers lambeaux d'alluvions anciennes sont rattachés à Fx.

Les différences de cotes auxquelles se trouvent les alluvions Fx depuis Dinozé jusqu'à Chavelot, ainsi que leur disposition notamment au Nord de Golbey, conduisent à penser qu'il y a au moins deux niveaux d'alluvions. Il n'a cependant pu être déterminé si ces deux niveaux, localement distingués par les notations Fx1 et Fx2, correspondent à deux nappes d'alluvions emboîtées (Fx2 dans Fx1) ou à deux phases successives d'encaissement dans la vallée.

Les alluvions Fx ont pu être observées en coupe à plusieurs reprises, surtout en aval de Golbey, grâce à des travaux routiers ou des carrières (Rang du Xay, la Cobrelle, Chavelot) où elles sont encore visibles.

Les alluvions Fx de la Moselle comportent généralement une couche de limon argilo-sableux d'épaisseur moyenne de 1 à 2 m, voire 3 m, reposant sur des matériaux grossiers épais d'une dizaine de mètres, parfois d'avantage, puis sur un substratum dont la nature varie du Sud au Nord. Au Nord de Golbey, ce substratum est argilo-marneux ou calcaire et, dans ce dernier cas, l'épaisseur des alluvions peut être localement exagérée par des soutirages karstiques dans des dolines.

Les limons, de couleur brun grisâtre à brun-jaune rougeâtre, tachetés, peuvent renfermer des galets dispersés surtout vers leur base. La fraction limoneuse prédomine : de 50 à 60 %, cependant la fraction argileuse est importante et croît du haut en bas de 20 à 30 % ; la fraction sableuse, 12 à 20 %, est subordonnée. Ces limons ont été affectés par une évolution pédogénétique complexe et longue au cours de variations climatiques avec des phases de cryoturbation dues au gel (M. Caillier, 1977).

Les alluvions grossières, de couleur gris à rougeâtre, sous-jacentes aux limons, présentent des dispositions variées ; le plus souvent, les galets et graviers sont disposés en vrac sans structure nette, d'autre fois ils sont ordonnés en lits horizontaux ou obliques avec ou sans intercalations de lentilles ou de lits sableux. Ces corps sableux ont une épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Les galets sont toujours bien arrondis. Au Rang du Xay, selon le Laboratoire régional de l'Équipement, les éléments issus du socle prédominant : 70 à 75 % pour les éléments sains, et 5 à 15 %, rarement plus, pour les éléments altérés ; quartz et quartzite représentent 10 à 20 %, les éléments gréseux sont rares. En moyenne, la fraction sableuse du tout-venant est de l'ordre de 20 à 25 % et la part des argiles et des limons ne dépasse pas 10 %. Les galets abondent et sont fréquents aux tailles de 15 à 20 cm. Les blocs ne sont pas rares. Apparemment, la taille des plus gros éléments semble décroître en allant de Dinozé à Golbey.

A la faveur d'une exploitation ouverte à Clair Bois au Sud-Ouest de Chavelot, il a été découvert un site archéologique à l'aplomb d'un soutirage karstique affectant les alluvions. Sur le remplissage karstique, il a été mis en évidence un paléosol portant des vestiges d'industrie du Paléolithique lorrain. Les données locales conduisent à placer ce paléosol au cours d'oscillations climatiques annonçant la dernière grande glaciation vosgienne : Würm (C. Guillaume, 1982).

Les alluvions Fx seraient donc à relier à un ou divers stades d'une glaciation moyenne, voire à diverses glaciations moyennes vosgiennes, qui ont laissé leurs traces en amont et dont le front glaciaire maximal s'est sans doute avancé jusqu'aux environs de Jarménil, avec un large étalement des dépôts proglaciaires et des épandages fluviaux Fx d'Hadol à La Baffe (feuille Bruyères), en amont du horst d'Epinal qui formait alors barrage. Cet obstacle était néanmoins incisé par la Moselle qui déposait surtout ses alluvions à la sortie du horst où elles s'épandaient en forme de cône de Golbey jusqu'à Igney.

FM, F. Alluvions anciennes du Madon. Dans le coin nord-ouest de la feuille, dans la vallée du Madon aux environs d'Hagécourt, il a été individualisé divers vestiges d'alluvions anciennes. Ces alluvions se présentent essentiellement sous forme de placages de cailloutis dispersés dans les labours au milieu d'une matrice argilo-sableuse.

A la sortie nord d'Hagécourt sur la rive droite du Madon, dans le talus d'une petite carrière ouverte dans les argiles basales du Keuper moyen, il apparaît un gravier à petits éléments bien arrondis de calcaire et de grès. Ces alluvions sont visibles sur quelques décimètres et sont plus ou moins cimentées par du calcaire. Les matériaux proviennent des diverses formations du bassin du Madon. Les alluvions, éparses sur certains replats à l'Ouest du Madon, se trouvent à des niveaux nettement plus élevés, 5 à 10 m et sont probablement plus anciennes que celles d'Hagécourt. Il n'a cependant pas été fait de distinction et l'ensemble est noté F sans précision, faute, en raison de leur isolement, de pouvoir le rapprocher des alluvions de la Moselle.

Là où elles sont bien cimentées, ces alluvions ont parfois été confondues avec un hypothétique "conglomérat de la Lettenkhole". Une formation très comparable, qui se retrouve dans la vallée de la Gitte en aval de Dompain (400 m au Nord de la limite de la feuille), sur les couches à pseudomorphoses du Keuper moyen comme à Hagécourt, a d'ailleurs été cartographiée en t6 sur la feuille Mirecourt.

Fy. Alluvions wurmiennes des "basses terrasses". Le long de la vallée, des alluvions sont disposées en terrasses 5 à 10 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle de la Moselle. Les agglomérations sont en grande partie construites sur ces alluvions, notamment Epinal.

Leur épaisseur, généralement importante, peut dépasser 15 m. Elles comprennent une couche de limons argilo-sableux généralement inférieure à 2 m, reposant sur des alluvions grossières.

La nature exacte et la disposition de ces alluvions sont mal connues car, en raison de leur situation en-dehors des zones inondables, elles ne sont pas exploitées. Leur composition ne doit cependant guère différer de celle connue en amont de Pouxieux (feuille Bruyères), où la part des éléments provenant du socle est de l'ordre de 90 %, dont environ 5 % de matériaux altérés, le restant étant représenté quasi intégralement par du quartz ou des quartzites.

Ces alluvions se raccordent en amont avec le cône proglaciaire wurmien (jy1) de Noiregoux.

Dans la vallée de l'Avière, sur la rive droite, une étroite banquette porte des galets de quartz et de quartzite dont la taille peut atteindre 10 à 15 cm, pour les éléments de quartzite, et qui apparaissent surtout à la faveur des labours.

Fz. Alluvions de fonds de vallée. Les alluvions qui correspondent aux plaines alluviales actuelles sont notées Fz.

Dans la vallée de la Moselle, ces alluvions sont surtout développées au Nord de Golbey. L'épaisseur de ces alluvions est généralement importante et atteint souvent 10 à 15 m, cependant en plusieurs endroits lors de la traversée du horst, le substratum apparaît dans le lit de la rivière, ainsi les granites pointent à Epinal au pont Patch, et les calcaires à cératites à Golbey en amont du pont canal.

Ces alluvions comprennent une couverture limoneuse dépassant rarement 0,5 m, qui repose sur les matériaux grossiers.

Les éléments provenant du socle vosgien représentent environ 10 % de ces matériaux, le restant étant essentiellement du quartz et des quartzites. La part des éléments gréseux ne dépasse pas 1 à 2 %. Les matériaux altérés issus du socle n'atteignent guère plus de 5 %.

La fraction sableuse est abondante, de l'ordre de 30 %, et les galets supérieurs à 20 mm constituent près de 50 % de l'ensemble. Des lits sableux apparaissent parfois au sein des alluvions grossières.

La définition de Fz et Fy est souvent malaisée, notamment au Nord de Golbey. Les alluvions Fz sont nettement emboîtées dans Fy et il est possible que les alluvions Fz proprement dites ne représentent qu'un remaniement superficiel et quelques dépôts de limons sableux, le long de la plaine alluviale actuelle, entaillée dans les alluvions Fy. Ces alluvions Fz aussi restrictivement définies seraient holocènes, par contre, les alluvions grossières sous-jacentes, généralement épaisses, se seraient déposées dès le recul du glacier de Noiregoux à la fin du Würm.

Dans les vallées et vallons secondaires le remplissage est de l'ordre de 5-6 m. Sous des limons argileux, épais de 1 à 2 m, peuvent se trouver localement des alluvions grossières provenant des formations locales.

jFz. Cône de déjection fluviale de Damas-et-Bettegney. Les alluvions Fz du vallon de Saurupt, habituellement sec et s'étendant du Nord de Harol jusqu'à Damas-Bettegney sur plus de 5 km, se raccordent aux alluvions Fz de la Gitte par un cône de déjection fluviale noté jFz. C'est le seul cône fluviale nettement identifié sur la feuille Epinal ; il a probablement commencé à se former au cours de la dernière période périglaciaire.

Tourbes. Des formations tourbeuses se sont parfois développées dans certains vallons, en particulier en amont de Dounoux dans la vallée du ruisseau de Rainjuménil. Ces tourbes fibreuses noirâtres sont peu puissantes : 70 à 90 cm, rarement davantage. La tourbière du Bois de Girancourt, figurée sous la notation T, d'une superficie de 2 ha, a été exploitée au début du siècle ; l'analyse pollinique de la tourbe, qui atteignait 1,30 m d'épaisseur, indique un âge post-glaciaire : fin de la période subarctique (J.P. Hatt, 1937).

OCCUPATION DU SOL

ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE

D'après l'état actuel des recherches, la Préhistoire et la Protohistoire sont bien représentées sur la feuille Epinal.

Le Paléolithique inférieur et moyen est essentiellement caractérisé par de l'outillage en quartzite et en quartz, dispersé en surface sur les plages de limons et sur les terrasses de la Moselle, depuis le ruisseau de la Gitte, vers Dompaire, jusque sur les plateaux de la rive droite de la Moselle. Une doline dans un vallon sec de la moyenne terrasse de la Moselle, à Chavelot, a livré quatre niveaux du Paléolithique moyen. Daté de l'interglaciaire Riss - Würm (Éémien), le premier présente une organisation spatiale d'un atelier de taille, articulé autour de trois secteurs distincts où nucleus et raccords se remontent. Les fouilles sont en cours.

Le Paléolithique supérieur n'est pas représenté, comme sur l'ensemble du territoire lorrain. Une seule station de surface du Mésolithique, dans le lit majeur de la Moselle à Dogneville, témoigne de la présence des chasseurs du début de l'Holocène.

Le Néolithique n'est attesté que par quelques découvertes isolées de surface, le long de la vallée de la Moselle.

Les populations de l'Age du Bronze et de l'Age du Fer sont concentrées dans les plaines calcaires, avec une extension maximale au Bronze final. Les sources du Madon à Escles (vallon druidique) ont été occupées dès l'Age du Fer avec habitat fortifié ou oppidum, et culte des sources se prolongeant à la période gallo-romaine.

RISQUES NATURELS ET GÉNIE CIVIL

SISMICITÉ

Sur une carte à 1/1000 000 des intensités maximales connues en France jusqu'en 1977, la feuille Epinal est occupée pour l'essentiel par les intensités VII au Sud (à titre d'hypothèse) et VI au Nord (Vogt *et al.*, 1981). L'intensité VII est admise, par extrapolation, en raison du célèbre séisme de Remiremont (12-05-1682) (Vogt *et al.*, 1979). Cet événement éclipe d'autres séismes proches, ou supposés tels, inégalement connus.

Parmi les tremblements de terre proches anciens, mal connus en général, de sorte qu'il est malaisé de situer les épïcêtres avec précision, il convient de mettre en relief les suivants : 18-01-1757 ; 7-10-1821, avec mise en mouvement de "cailloux... sur le versant des coteaux" ; 7-08-1829 ; 12-07-1851 et 12-03-1916 (archives du Bureau central sismologique français).

Parmi les événements récents, mieux et souvent bien connus, relevons les séismes proches des :
- 25-02-1948, dont l'épicentre serait situé en aval d'Epinal (Annales IPG Strasbourg, 1959) ;

- 3-09-1971, dont l'épicentre est situé dans la région de Brouvelieures (BCSF, Sismicité de la France entre 1971 et 1977) ;
- 12-11-1974, avec épicentre instrumental au Nord-Est d'Epinal, mais d'interprétation macrosismique malaisée, avec une intensité de l'ordre de IV dans la région d'Epinal (même source).

Au demeurant, dans la région d'Epinal, les intensités de ces séismes sont toujours modestes.

Soulignons l'intérêt exceptionnel de la crise sismique de l'hiver 1984-85, dont les événements principaux ont été largement ressentis, avec des épicentres proches de Remiremont, notamment à Eloyes. Selon H. Haessler et P. Hoang-Trong (1985) cette crise est en relation avec un accident tectonique profond, quasi vertical et de direction subméridienne. Le mouvement en cause est du type décrochement senestre. Il a pu être établi un parallélisme entre le Jura souabe (RFA) et la région de Remiremont, indiquant ainsi que le jeu des failles actives dans ces régions n'est pas dû à la présence du Fossé rhénan, mais plutôt à un champ de contraintes régional et uniforme.

Cependant, nombre de séismes de la région de Remiremont-Plombières sont trop circonscrits pour être ressentis dans celle d'Epinal (4 novembre 1985 et 20 septembre 1987 par exemple). De même n'aurait pas été ressentie à Epinal la remarquable, mais faible, activité sismique de février et juillet 1973 très proche, avec des épicentres à une dizaine de kilomètres au Nord-Est d'Epinal.

Bien entendu, de nombreux tremblements de terre lointains sont ressentis, discrètement en général, par exemple :

- le séisme du Bugey du 19-02-1822 ;
- le séisme souabe du 16-11-1911, avec, par exemple, frayeur d'ouvrières à Dinozé et arrêt du régulateur à la gare de Dounoux ;
- le séisme souabe du 3-09-1978, avec des intensités IV à l'Est et III à l'Ouest ;
- le séisme de Haute-Alsace du 15-07-1980.

Sans préjuger d'une discussion sismotectonique régionale, soulignons que les isoséistes des séismes proches (cf. 25-02-1948), ou lointains, s'ordonnent volontiers selon un axe SE-NW, en formant de remarquables apophyses dans la vallée de la Moselle (cf. 15-07-1980).

MOUVEMENTS DE TERRAIN

Le développement des formations argileuses du Muschelkalk : Couches rouges et Couches grises, puis du Keuper moyen : Marnes irisées inférieures, est propice à l'apparition de glissements de terrain lorsque la pente est suffisante. Nombre d'entre eux ont pu être décelés lors des levers, notamment le glissement quasi systématique des Couches blanches sur les Couches rouges, particulièrement net aux environs de Pierrefitte.

Alors que les mouvements qui affectent le Keuper peuvent prendre un caractère relativement catastrophique, avec formation de loupes d'arrachement (D 39 entre Hennecourt et Circourt), les phénomènes qui

affectent le Muschelkalk, au demeurant très lents, ne paraissent pas être enregistrés à notre connaissance dans la littérature, soit qu'ils soient très anciens, soit qu'ils se produisent dans des secteurs peu habités. Par contre, des glissements pourtant moins importants, affectant des formations diverses, sont notés le long de la vallée de la Moselle, notamment ceux qui obstruent parfois la voie ferrée, comme en décembre 1982 au Sud d'Epinal.

Plus fréquents sont les dévastations et les effondrements de berges liés aux crues de la Moselle.

D'autre part, des effondrements brutaux ponctuels, liés à des soutirages karstiques, sont toujours possibles sur les plateaux du Muschelkalk supérieur ; les zones les plus exposées étant situées à proximité des contacts argiles de la Lettenkohle/Dolomie de Vittel et alluvions anciennes/Dolomie de Vittel ou Muschelkalk calcaire.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

La région couverte par la feuille Epinal est caractérisée par un climat à tendances continentales : pluies d'été orageuses, hivers secs et rudes avec chutes de neige fréquentes, brièveté des saisons intermédiaires. La température moyenne annuelle varie de 8 à 9°C sur l'ensemble de la carte.

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 1 200 mm dans la partie sud-est de la carte où les influences montagnardes sont déjà sensibles à 900 mm de pluie par an dans la partie nord-ouest. Le poste d'observation de Golbey donne une pluviométrie moyenne annuelle de 1 030 mm.

Hydrologie

Le territoire couvert par la feuille appartient à deux bassins versants bien distincts : Méditerranée au Sud (source de la Saône et ruisseau du Coney), Mer du Nord au Nord (Moselle et son affluent le Madon). Les deux bassins versants sont en communication par la voie d'eau navigable de la branche sud du canal de l'Est.

● Le haut Coney, à la sortie de la carte Epinal, a un débit moyen de 1,22 m³/s (période 1973/1979). Le débit annuel très régulier (2,2 m³/s en février, 0,7 m³/s en septembre) est caractéristique d'un bassin d'alimentation gréseux (forte capacité de rétention, restitution régulière des infiltrations).

● Le Madon, avec ses affluents la Gitte et l'Illon, draine la partie nord-ouest du territoire. Le débit moyen annuel du Madon en amont de sa confluence avec la Gitte est de 2,56 m³/s (période 1954/1973), celui de la Gitte à sa sortie de la carte est de 0,9 m³/s.

● La Moselle, quant à elle, draine, avec son affluent de rive gauche l'Avières, les secteurs nord-est et est de la carte. Le débit moyen annuel de la Moselle en aval d'Epinal est de 37 m³/s avec des débits d'étiage de

fréquence 0,5-0,2 et 0,1, respectivement de 8,9 m³/s, 5,9 m³/s et 4,75 m³/s. L'Avières, à sa sortie de la carte Epinal, a un débit moyen annuel de 0,76 m³/s.

Les eaux du haut Coney sont de qualité bonne à passable (1B à 2 d'après les critères d'évaluation de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse de novembre 1986), avec toutefois une pollution excessive (3 à M) sur son affluent le Cône. Les eaux du Madon sont de bonne qualité (1B) avec cependant une pollution excessive (3 à M) sur son affluent l'Illon.

Les eaux de la Moselle sont de bonne qualité (1B) en amont d'Epinal, de qualité médiocre (3) dans la traversée d'Epinal et de qualité passable (2) à l'aval d'Epinal. Les eaux de l'Avières sont de qualité passable.

Hydrogéologie

La feuille est caractérisée par la présence de trois domaines hydrogéologiques :

- la partie sud de la feuille où l'on trouve en affleurement les grès du Buntsandstein supérieur ;
- la partie nord où l'aquifère principal est constitué par les formations calcaires et dolomitiques du Muschelkalk ;
- le horst d'Epinal où affleurent principalement le Conglomérat principal et le Grès vosgien du Buntsandstein moyen.

A ces trois domaines principaux, il convient d'ajouter la vallée de la Moselle dont le remplissage alluvial constitue un aquifère non négligeable.

Les terrains du Buntsandstein moyen constituent sans conteste l'aquifère le plus important de la carte tant en affleurement que sous couverture. Ils sont présents sur toute l'étendue de la carte.

Les grès du Buntsandstein moyen (Conglomérat principal et Grès vosgien). Ils affleurent principalement dans le horst d'Epinal à l'Est de la feuille Epinal mais on les trouve aussi en de nombreux pointements en fond de vallée dans toute la partie sud de la carte. Ils donnent naissance à de nombreuses sources dont la plupart sont issues du Conglomérat principal. Celui-ci, du fait de sa perméabilité importante, constitue un drain privilégié collectant les eaux des formations sus-jacentes.

Le débit des sources peut être important : 100 m³/h pour les sources des Ableuvenettes, 180 m³/h pour les sources du syndicat des Monts de la Faucille (source de la Xatte), 50 m³/h pour les sources du syndicat de la Vôge.

La nappe des grès du Buntsandstein moyen est aussi captée par forage lorsqu'elle est sous couverture. Les débits sont très variables d'un forage à l'autre (généralement 15 à 30 m³/h) parfois 50 m³/h, exceptionnellement 140 m³/h (forage de la Baudenotte de la commune de Golbey à Epinal).

Les eaux des sources issues du Buntsandstein moyen sont peu minéralisées ($R > 10\ 000$ ohm.cm), très douces (TH < 10°F), généralement acides (pH < 6,5) et agressives.

Les grès du Buntsandstein supérieur. Ces grès donnent naissance à de nombreuses sources dont les débits ne sont jamais aussi importants que

ceux des sources du Conglomérat principal et du Grès vosgien sous-jacents.

Les sources issues de cet aquifère sont particulièrement abondantes dans l'angle sud-ouest de la feuille où une ligne d'émergences existe entre Couches intermédiaires et Grès à *Voltzia*.

Dans la partie ouest de la carte, le jeu des failles permet l'abouchement de la nappe des grès du Buntsandstein supérieur avec la nappe des calcaires du Muschelkalk supérieur dans laquelle elle se déverse.

La nappe des grès du Buntsandstein supérieur est captée par forage à Escles et Ville-sur-Illon avec la nappe du Conglomérat principal qui semble assurer la plus grande part du débit des ouvrages (respectivement 70 à 50 m³/h).

Muschelkalk moyen. Les marnes dolomitiques feuilletées des Couches grises présentent souvent une perméabilité suffisante pour avoir donné lieu à des captages, utilisés encore récemment pour l'alimentation en eau potable de certaines agglomérations (Ville-sur-Illon notamment). Les eaux étant très minéralisées (sulfate de calcium) et les captages très difficiles à protéger, ce type d'alimentation tend à être systématiquement abandonné au profit de forages au Buntsandstein.

En revanche, les Couches rouges, et même le grès argileux du sommet du Grès à *Voltzia*, constituent un écran pratiquement imperméable assurant la protection de la nappe infra-triasique, qui est souvent captive.

Muschelkalk supérieur. L'ensemble carbonaté constitué par la Dolomie de Vittel, le Muschelkalk supérieur et les Couches blanches du Muschelkalk moyen constitue en fait un seul aquifère, largement dominé par les circulations de type karstique sur tout le territoire de la feuille, mais plus particulièrement à proximité des zones fracturées (faille de Vittel et satellites, faille d'Escles). Ses eaux sont donc extrêmement vulnérables du point de vue sanitaire, même lorsqu'elles résultent, pour une grande part, d'une alimentation latérale par la nappe du Trias inférieur (secteur de Lerrain).

Les principales pertes d'eau sont localisées au contact des argiles de la Lettenkhole avec la Dolomie de Vittel, où les dolines sont les plus nombreuses (Est d'Uxegney, Sud de Bocquegney, Nord de Dompain et Bettegney, Nord de Bainville-aux-Saules), et accessoirement en bordure des nappes alluviales anciennes, quelque soit le substratum (secteur nord-est). Les résurgences sont localisées au niveau des Couches blanches (Domèvre-sur-Avière, Bocquegney, Les Vallois), sauf lorsque le niveau de base local est stratigraphiquement plus élevé (vallées de la Moselle et du Madon au Nord de Bainville). Sur les plateaux du Muschelkalk supérieur, des gouffres verticaux se sont ouverts à maintes reprises accidentellement dans les champs cultivés, mais leur localisation est souvent difficile car ils sont comblés par les exploitants au fur et à mesure de leur formation. Plus d'une quinzaine de réseaux différents ont été mis en évidence par observations de surface ou traçages colorés ; les Fontaines Saint-Michel, au Nord des Vallois, constituent l'exutoire de l'un des plus importants, dont la partie amont se situe sur la feuille Vittel (réseau de Débain) et qui est pénétrable sur environ 2 km de développement.

Les alluvions de la Moselle. L'aquifère des alluvions de la Moselle n'est vraiment important qu'à l'aval d'Epinal où l'épaisseur des alluvions atteint, voire dépasse, 10 m.

Plusieurs ouvrages réalisés dans cette nappe alimentent en eau potable des collectivités et fournissent des débits importants (de 100 à 500 m³/h) qui s'expliquent par une forte réalimentation de la nappe par la Moselle lors des pompages. Les eaux captées sont très douces et peu minéralisées.

Alimentation en eau potable des collectivités

Quarante sept communes sont présentes sur la carte Epinal. Elles sont alimentées par 60 points d'eau dont 54 sources, 4 forages et 2 puits. Les communes sont, pour la plupart, groupées en syndicats : 6 syndicats alimentent 34 communes, 13 communes disposent d'une alimentation autonome.

Sur les 60 points d'eau utilisés pour l'alimentation en eau potable des collectivités, 40 sont issus du Buntsandstein moyen et inférieur (Conglomérat principal et Grès vosgien), 17 des grès du Buntsandstein supérieur, 2 des alluvions récentes de la Moselle, 1 des alluvions anciennes de la Moselle.

La ville d'Epinal ne compte pas moins de 51 sources captées pour son alimentation (dont 24 sont situées sur la feuille Epinal), 6 puits dans les alluvions de la Moselle (dont 1 sur la feuille, à l'aval d'Epinal), 3 forages au Grès vosgien (dont 1 sur la feuille).

La ville de Golbey dispose, quant à elle, de 2 sources issues du Grès vosgien, d'un puits dans les alluvions de la Moselle et d'un forage au Grès vosgien.

Du fait de l'agressivité générale des eaux captées, une neutralisation est souvent réalisée avant distribution afin de préserver le réseau de distribution d'une corrosion trop rapide et de prévenir les risques de saturnisme lorsqu'il existe des raccordements anciens en tuyaux de plomb.

Du point de vue bactériologie, les eaux issues des aquifères gréseux sont généralement exemptes de contamination. Ce n'est pas le cas des eaux issues d'aquifères calcaires (Muschelkalk) dans lesquels les circulations karstiques sont fréquentes d'où une quasi absence d'épuration des eaux infiltrées.

Eaux minérales

Contrairement au territoire de la feuille voisine Vittel, celui de la feuille Epinal est extrêmement pauvre en sources minérales froides, sulfatées calciques et magnésiennes.

La source des Saumeures, inexploitée en limite nord de la feuille, correspond au type Source Hépar du bassin de Vittel, la minéralisation provenant de circulations au toit de la Dolomie-limite de la Lettenkohle. Ses caractéristiques physico-chimiques sont les suivantes : température 11,3°C ; dureté totale : 194,4° ; Ca⁺⁺ : 2 mg/l ; Mg⁺⁺ : 107 mg/l ; Na⁺ : 22,9 mg/l ; K⁺ : 4,8 mg/l ; HCO₃⁻ : 422 mg/l ; Cl⁻ : 1 mg/l ; SO₄⁻ : 155 mg/l.

La source d'Heucheloup, qui a été anciennement captée dans la vallée du Madon en amont d'Hagécourt, correspond au type Grande Source, la minéralisation provenant de circulations dans les Couches blanches du

Muschelkalk moyen le long de la faille de Vittel. Ses caractéristiques physico-chimiques sont les suivantes : température 12°C ; dureté totale 185,7° ; Ca⁺⁺ : 606 mg/l ; Mg⁺⁺ : 83,2 mg/l ; Na⁺ : 4 mg/l ; K⁺ : 0 mg/l ; HCO₃⁻ : 217 mg/l ; Cl⁻ : 6 mg/l ; SO₄⁻ : 1 608 mg/l.

RESSOURCES MINÉRALES

L'exploitation de divers matériaux de construction a connu autrefois un développement considérable, comme en témoignent de nombreuses carrières abandonnées ; elle est maintenant en régression, exception faite des sables et graviers dans la vallée de la Moselle aux environs de Golbey.

Les calcaires du Muschelkalk supérieur étaient autrefois très largement utilisés comme moellons ou pour l'empierrement des chemins.

Les argiles bariolées du Muschelkalk moyen (Couches rouges) alimentaient de nombreuses tuileries, notamment aux Forges, et sont encore utilisées occasionnellement pour des travaux d'étanchéisation (digues d'étang). Les Couches grises n'ont été exploitées pour tuilerie qu'au Nord d'Epinal (la Baudenotte).

Les grès du Buntsandstein étaient intensivement exploités pour les besoins locaux de la construction, en particulier comme pierre de taille, ainsi que pour la fabrication de meules à aiguiser, à partir des faciès fins de la partie inférieure des Grès à *Voltzia* (grès à meules).

Le granite fut longtemps exploité à l'entrée sud d'Epinal, pour la voirie et comme pierre à bâtir ; les *migmatites* de Vioménil sont encore occasionnellement exploitées pour empierrement.

Tourbières. La tourbe noirâtre de Dounoux fut autrefois exploitée d'une manière artisanale à proximité de la gare. La tourbière du Bois de Girancourt était encore en activité en 1937.

Graviers. De nombreuses carrières sont occasionnellement ouvertes dans le Conglomérat principal, pour l'empierrement des voies forestières, mais ce sont surtout les alluvions de la Moselle qui sont l'objet d'importantes exploitations, au Nord de Golbey.

Les alluvions anciennes exploitées à sec au Rang du Xay, à la Cobrelle et à proximité de Chavelot sont surtout utilisées comme remblais et couches de forme pour chaussées. Comme elles contiennent une part non négligeable, 10 % environ, de matériaux du socle altérés, elles sont impropres à la fabrication de béton hydraulique.

Dans le fond de la vallée, les alluvions grossières sont extraites dans des gravières en eau. En raison d'une moindre part des matériaux altérés, ces alluvions sont de meilleure qualité que celles extraites en terrasses à sec, elles peuvent être utilisées pour la fabrication de béton.

La barytine est le seul minerai, non métallique, signalé sur le territoire de la feuille, le long de la faille du Pont Tremblant à Méloménil. Principalement sous forme de ciment dans les Couches intermédiaires inférieures et même le Conglomérat principal, elle ne présente aucun intérêt économique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier plusieurs itinéraires rayonnant autour d'Epinal dans le **Guide géologique régional : Lorraine- Champagne**, par J. Hilly, B. Haguenaer et coll., 1979, Masson, Paris :

- itinéraire 7 : d'Epinal à Nancy par la vallée de la Moselle ;
- itinéraire 8 : d'Epinal à la région de Rambervillers – Saint-Dié ;
- itinéraire 9 : morphologie et accumulations quaternaires de la vallée de la Moselle en amont d'Epinal ;
- itinéraire 10 : d'Epinal à Neufchâteau, par la région de Dompierre.

BIBLIOGRAPHIE

Nombre de publications citées fournissent des listes bibliographiques détaillées.

AINARDI R. (1977) - Un exemple de sédimentation lagunaire et de stabilisation de la ligne de rivage : les niveaux dolomitiques de la Lettenkohle dans les Vosges sud- occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 2, p. 249-256.

BERGERAT F. (1987) - Paléo-champs de contrainte dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, p. 611-620.

CAILLIER M. (1977) - Etude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle : Genèse et évolution des sols lessivés glossiques. Thèse pédologie, université Nancy 1, 104 p.

DURAND M. (1978) - Paléocourants et reconstitution paléogéographique : l'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionale. *Sciences de la Terre*, t. 22, n° 4, p. 301-390, Nancy.

DURAND M., JURAIN G. (1969) - Eléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, t. 269, n° 12, (D), p. 1047-1049, Paris.

DURAND M., MEYER R. (1983) - Silicifications (silcretes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain ; comparaisons avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sciences géologiques, Bull.*, t. 35, n° 1-2, p. 17-39, Strasbourg.

FLAGEOLLET J.C. (1984) - Cent cinquante ans de recherches sur le glaciaire vosgien : Historique des idées et état de la question. Mélanges A. Journaux, pp. 173-192, 1 carte h.t., bibl., département de Géographie de l'université de Caen.

FLICHE (1910) - Flore fossile du Trias en Lorraine et Franche-Comté. *Bull. Soc. Sci., Nancy*, n° spécial, 273 p., 27 pl. h.t.

FLUCK P., WEIL R., WIMMENAUER W. (1975) - Géologie des gîtes minéraux des Vosges et des régions limitrophes. *Mém. BRGM*. N° 87.

GARDET G. (1965) - Préglaciaire, glaciaire et fluvio-glaciaire de la feuille Epinal à 1/80 000, n° 85, révision (note inédite).

GARDET G. (1966) - Failles de l'auréole permo-werfénienne entre Saint-Dié et Bains-les-Bains (Vosges) : feuille Epinal n° 85 de la carte géologique de France à 1/80 000, 2e éd., 1939, 25 p., ronéo., 1 fig.

GUILLAUME C. (1982) - Les gisements du Paléolithique inférieur et moyen en Lorraine. *Bull. AFEQ*, 2-3.

GUILLAUME L. (1939) - Forage profond de recherche d'eau potable à Dompain (Vosges) et observations sur la constitution du Muschelkalk lorrain. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, t. 4, n° 2, p. 48-56.

HAESSLER H., HOANG-TRONG P. (1985) - La crise sismique de Remiremont (Vosges) de décembre 1984 : implications tectoniques régionale. *C.R. Acad. Sci.*, t. 300, (II), n° 14, pp. 671-675.

HAMEURT J. (1967) - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 26, 402 p., 1 carte h.t., Strasbourg.

HATT J.P. (1937) - Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Nord-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lor.*, t. 4, p. 1-79, Strasbourg.

JANNEL C. (1886) - Etude géologique de la ligne de Neufchâteau-Epinal. Compagnie des Chemins de fer de l'Est, J. Marchadier, Paris.

JANNEL C. (1886) - Etude géologique de la voie ferrée de Jussey à Darnieulles. Compagnie des Chemins de fer de l'Est, J. Marchadier, Paris.

JANNEL C. (1889) - Etude géologique de la voie ferrée d'Epinal à Luxeuil. Compagnie des Chemins de fer de l'Est, J. Marchadier, Paris.

KRAKENBERGER A., DURAND M., EVEN G., HILLY J. (1980) - Etude des altérations au contact socle-couverture dans le Sud-Ouest des Vosges. 105e Congr. nation. Soc. sav., Caen, Sciences, F. 2, pp. 207-219.

LAMOTHE V. de (1924) - Les anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXIV, p. 321-448.

MAYA C. (1964) - La liaison fluviale de la Saône à la Moselle : Etude géologique et géotechnique entre Corre et Nomexy. Thèse 3e cycle, Besançon.

MÉGNIEU C. et coll. (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 101, 102 et 103.

MERY M. (1975) - Le réseau de Débain (Sans-Vallois, Vosges). *Trav. Gr. spéléo.-Préhist. Vosgien*, n° 1, 51 p., 17 fig., 7 pl. photo, 1 pl. h.t., Epinal.

MILLOTTE J.P. (1965) - Carte archéologique de la Lorraine. Ed. des Belles Lettres, Paris.

PERRIAUX J. (1961) - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 18, 236 p., 10 pl. h.t..

PLANTET J.L. (1986) - Etude de la crise sismique de Remiremont : décembre 1984 - janvier 1985. 1er Coll. nation. Génie parasismique, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, 1, p. 19-26.

ROBAUX A. (1935) - Observations sur la tectonique des terrains sédimentaires de la feuille d'Epinal. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 197, p. 66-77.

SERET G. (1966) - Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de Géogr.*, t. 90, n° 2/3, p. 151-577.

TIMBAL J. (1979) - Notice détaillée des feuilles lorraines (n° 18 Metz et n° 27 Nancy) de la carte de la végétation de la France à 1/200 000. CNRS édit., SCV, Toulouse.

THOMAS J.F. (1974) - Etude paléontologique du gisement de Vautrincourt (Dompierre, Vosges). *Bull. Ass. Lorr. Amis Sci. Terre*, n° 10, p. 7-61, Nancy.

VASKOU P. (1981) - Apport de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noiregoux et Toul. Thèse 3e cycle, univ. Nancy I, 154 p., 5 pl. h.t.

VOGT J *et al.* (1979) - Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM* n° 96.

VOGT J. *et al.* (1981) - Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000. *Mém. BRGM* n° 111.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Epinal* : 1ère édition (1892) par C. VELAIN.
2ème édition (1939) par P. FALLOT et collaborateurs.

3ème édition (1969) par G. MINOUX, N. DESPREZ et J. PERRIAUX.

Feuille *Mirecourt* : 1ère édition (1883) par G. ROLLAND.

2ème édition (1936) par G. CORROY.

3ème édition (1965) par G. MINOUX et V. STCHÉPINSKY.

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

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

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

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

Autres documents utilisés

Archives et documents inédits du BRGM, de l'Agence financière de Bassin Rhin-Meuse, du Centre d'Etudes techniques de l'Est, de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie, ainsi que des Ministères de l'Agriculture et de l'Équipement.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Lorraine, 1, rue du Parc de Brabois, 54500 Vandoeuvre, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Le Laboratoire de Géologie sédimentaire de l'université de Nancy I (Boulevard des Aiguillettes, BP 239, 50506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex) conserve une partie des échantillons prélevés lors des levés ; ils peuvent y être consultés.

AUTEURS DE LA NOTICE

Présentation et conditions de réalisation : P.L. VINCENT, ingénieur-géologue au BRGM.

Morphologie et tectonique : M. DURAND, maître-assistant à l'université de Nancy I.

Formations cristallophylliennes et cristallines : M. DURAND.

Formations primaires et secondaires : M. DURAND.

Formations superficielles : P.L. VINCENT.

Archéologie et préhistoire : Madame C. GUILLAUME, conservateur des Antiquités préhistoriques de Lorraine.

Sismicité : J. VOGT, ingénieur-géologue au BRGM.

Mouvements de terrain : P.L. VINCENT.

Hydrogéologie : M. ALLEMMOZ et M. DURAND.

Ressources minérales : P.L. VINCENT.

Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- pour la carte : DURAND M., VINCENT P.L., MINOUX G. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille EPINAL (339) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
Notice explicative par VINCENT P.L., DURAND M., GUILLAUME C., VOGT J., ALLEMMOZ M. (1989), 43 p.
- pour la notice : VINCENT P.L., DURAND M., GUILLAUME C., VOGT J., ALLEMMOZ M. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille EPINAL (339) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 43 pages.
Carte géologique par DURAND M., VINCENT P.L., MINOUX G. (1988).

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 1er trimestre 1989
N° ISBN 2 - 7159 - 1339 - 7