

REFLEXE NATURE

Deux ans déjà !

C'est en mai 1992
que la Banque Populaire
de Lorraine a pris l'initiative,
conjointement avec la Banque
Populaire de Champagne
de créer la Fondation Nature
Banque Populaire.

La Fondation Nature Banque
Populaire vise un double objectif :

- sensibiliser le public à la qualité de
vie et à la protection des milieux
naturels,
- favoriser les initiatives locales en
faveur de la préservation de
l'environnement. Chaque fois que
vous effectuez un retrait sur les
distributeurs de billets BPL, notre
banque verse une contribution à la
Fondation Nature. Il ne vous en
coûte rien.

**Avec la Banque Populaire
de Lorraine, contribuons
activement à la défense du
patrimoine régional.**



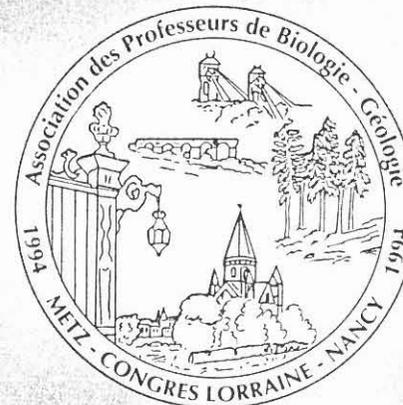
**BANQUE POPULAIRE
DE LORRAINE**

Nous ne sommes pas populaires sans raisons.

3-5, rue François de Curel - BP 124 - 57021 METZ CEDEX 1



**FONDATION
NATURE
BANQUE POPULAIRE**



LE GRAND FLEUVE TRIASIQUE

Marc DURAND - Jean-Claude CHRETIEN - Jean-marie POINSIGNON

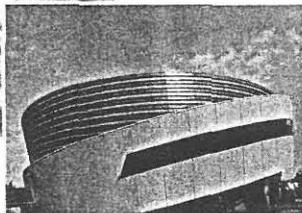
Partenaire de notre quotidien, Le Conseil Général de la Moselle

moselle



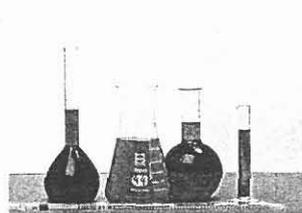
Collèges Transport Scolaire

Le Conseil Général a la responsabilité des 96 collèges de Moselle qu'il équipe et entretient. Il aide également les communes à entretenir leurs écoles primaires. Il contribue à la pratique du sport en milieu scolaire et prend en charge quotidiennement les transports scolaires de 55 000 élèves.



Université

Le Conseil Général mène en outre une politique ambitieuse pour l'Université de Metz en la dotant de nouveaux bâtiments tels l'amphithéâtre "F.Y. LEMOIGNE", les extensions de la Bibliothèque Universitaire de la Faculté de Lettres ou de la Faculté de Droit entièrement financées par ses soins.



Recherche et Technologie

Le Conseil Général soutient également le développement de la recherche en construisant l'Institut Supérieur de Génie Mécanique et de Productique, la Halle de Technologie du Sauley, et en finançant en partenariat le Pôle Laser, la Plate-forme de Mécanique avancée à Thionville et le Pôle de Plasturgie dans le Bassin Houiller.



DES CONES DE DÉJECTION PERMIENS AU GRAND FLEUVE TRIASIQUE :

Evolution de la sédimentation continentale
dans les Vosges du Nord autour de - 250 Ma.

Animateur scientifique : Marc DURAND, Université de Nancy I.
Accompagnateurs APBG : Jean-Claude CHRETIEN, Lycée Fabert, Metz.
Jean-Marie POINSIGNON, professeur retraité.

AVANT-PROPOS

Cette excursion n'a pour objet que de présenter, à partir de quelques exemples concrets choisis dans le Permien et le Trias des Vosges, les méthodes modernes de reconstitution des **paléoenvironnements continentaux** correspondant au dépôt d'une série silico-clastique.

Il est en effet hors de question de prétendre étudier, en une seule journée, tous les aspects régionaux de l'évolution des paysages qui se sont succédés, **sur plus de 50 millions d'années**, au cours de la période "charnière" de l'histoire de la Terre à cheval sur la fin du Paléozoïque et le début du Mésozoïque.

Le présent livret-guide comprend cependant, avant la description de l'itinéraire, une revue succincte de la **géologie régionale** correspondant à la période considérée. Elle est destinée à permettre, au lecteur plus particulièrement intéressé, de reconstituer sans hiatus l'histoire du Massif vosgien, dont la première partie est illustrée par le circuit consacré au "Magmatisme d'âge primaire".

- L'itinéraire peut être entièrement suivi sur la **carte Michelin n°242** : Alsace et Lorraine (ou à défaut sur les cartes n° 57 et n° 62).

- Les affleurements visités sont répartis sur les coupures suivantes de la **Carte géologique de la France au 1/50 000** : Bouxwiller (n° 197), Saverne (n° 233), Cirey/Vezouze (n° 270), Molsheim (n° 271) et Saint-Dié (n° 306).

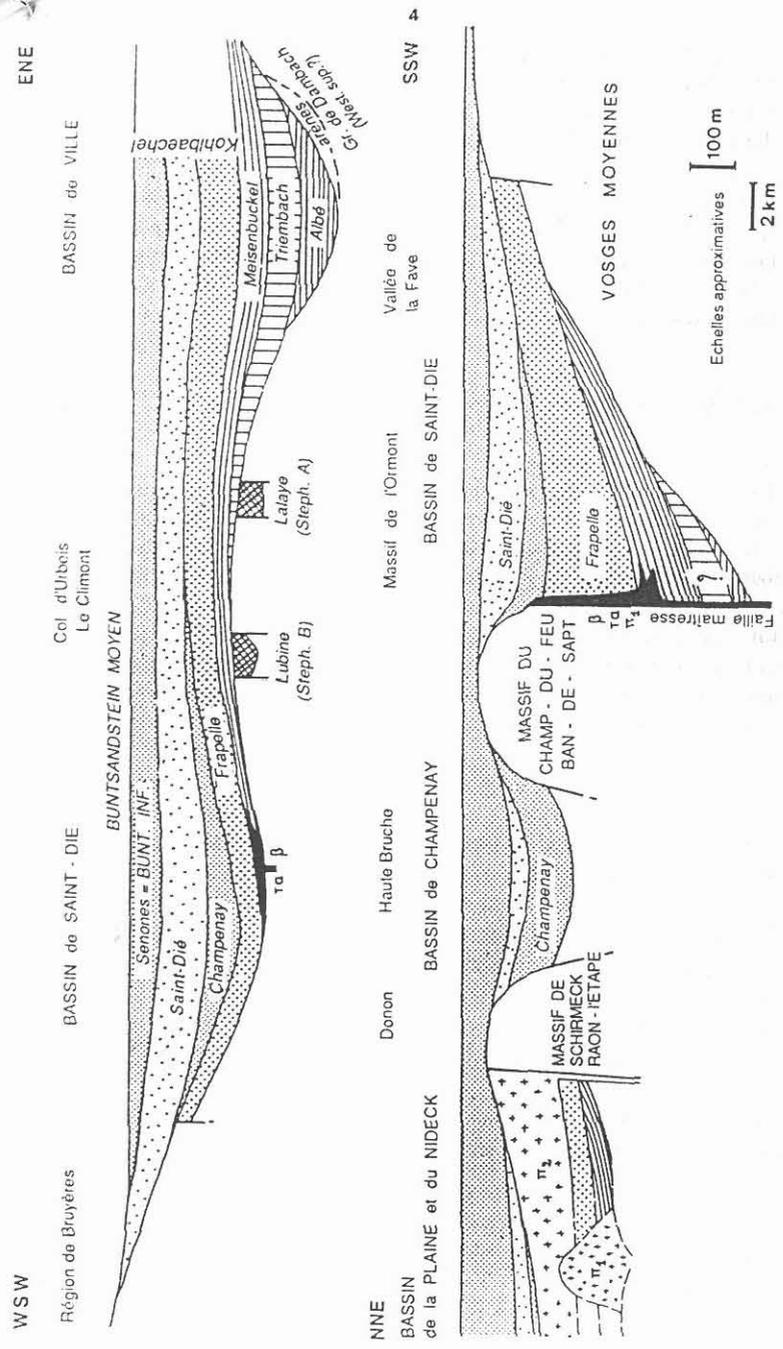


Fig. 1 - Coupes schématiques synthétiques des bassins permien des Vosges septentrionales
Le Conglomérat de base du Buntsandstein moyen est ramené à l'horizontale et les effets de la tectonique tertiaire ont été effacés.

STRATIGRAPHIE DU PERMIEN DES VOSGES SEPTENTRIONALES

Les "bassins" de Saint-Dié et de Villé ne représentent en fait que deux tronçons d'un même sillon, le long duquel la zone de sédimentation maximale (dépoctré) s'est déplacée au cours du temps ; leur séparation résulte essentiellement de l'action conjuguée de la tectonique tertiaire et de l'érosion récente.

C'est pour ce sillon, où la série apparaît donc la plus complète, qu'a pu être proposée une échelle "lithostratigraphique" distinguant 7 phases de remplissage (Laubacher et von Eller, 1966 ; Hollinger, 1970). Cette échelle, qui permet des corrélations relativement aisées avec les bassins voisins, a été confirmée par les travaux sédimentologiques plus récents (B. Carasco, 1987, pour Villé ; S. Ngos III, 1987, pour Saint-Dié) ; elle comprend de la base au sommet :

La Formation d'Albé

Strictement localisée dans le bassin de Villé, elle repose tantôt sur le socle, tantôt sur le Stéphanien A, basculé, par l'intermédiaire d'un conglomérat polygénique d'âge incertain. Elle est caractérisée par l'abondance des faciès silto-argileux **gris à noirs** et montre une **évolution séquentielle** globalement "positive". En effet, alors que la partie inférieure (0 à 60 m) est presque exclusivement composée de dépôts détritiques, d'abord purement fluviaux puis fluvio-palustres (à minces veines de houille exploitées au début du 19e siècle), la partie supérieure (0 à près de 100 m) montre une alternance de *shales* riches en matière organique et de calcaires lacustres. La fin du comblement est marquée par l'extension généralisée des paléosols, plus ou moins dolomitiques, apparus très tôt vers l'Est.

La Formation de Triembach

Quelques niveaux de tufs volcaniques et de cinérites, suivis d'un conglomérat à galets de rhyolite, marquent la réactivation du bassin. La Formation de Triembach, qui peut atteindre une puissance de 70 m, déborde largement les limites de la précédente, principalement vers l'Ouest, en direction du "bassin" de Saint-Dié (région du Climont). Elle est principalement constituée d'**arkoses grises**, plus ou moins grossières et riches en bois silicifiés, déposées par des chenaux fluviaux. Celles-ci passent progressivement, vers le haut, à des dépôts silteux, particulièrement développés sur la bordure est du bassin, là où commencent déjà à apparaître les teintes rougeâtres qui seront caractéristiques du reste de la série permienne.

La Formation de Meisenbuckel

Les dépôts sédimentaires de cette unité, dont la puissance peut dépasser 70 m, se distinguent nettement par leur richesse en **tufs pyroclastiques**. Ils sont connus

non seulement dans le Val de Villé, mais aussi sur toute la bordure méridionale du bassin jusqu'au Sud de Saint-Dié, ainsi que dans le bassin de la Plaine et du Nideck, où ils représentent la base de la couverture. L'abondance des quartz globuleux à bipyramidés est caractéristique, tout comme celle des fragments vitreux écrasés, entièrement altérés en matériel phylliteux. Les faciès épicaustiques (arkoses conglomératiques, siltites) sont toujours subordonnés.

Il faut également rapporter à la Formation de Meisenbuckel, de petits **édifices volcaniques** dispersés sur l'ensemble de la région, souvent en limite des aires de sédimentation (Brafosse, Remémont, Nompattelize), voire sur les massifs bordiers eux-mêmes (Haut de Servaumont, Senones). En général, l'activité a commencé par des éruptions **rhyolitiques** hypercacidiques, à dominante explosive, et s'est poursuivie par de petites coulées d'abord **trachy-andésitiques**, puis **basaltiques**. Certains de ces édifices sont restés très longtemps en relief au cours du Permien ; le Haut de Servaumont est encore actuellement le point culminant du massif de Ban-de-Sapt.

La Formation de Frapelle

D'après les seules données d'affleurement, sa puissance ne semblerait guère dépasser 80 mètres dans le bassin de Saint-Dié, et seulement une cinquantaine dans celui de la Plaine - Nideck. Cette formation, légèrement discordante sur la précédente, est essentiellement représentée par des **arkoses grossières**, qui peuvent passer de manière progressive, tant horizontalement que verticalement, à des siltites micacées. Leurs teintes, souvent encore grisâtres près de la base, passent systématiquement au brun-rouge vers la partie moyenne ; l'état de conservation des biotites, relativement abondantes, suggère une origine diagénétique pour cette rubéfaction.

La paléogéographie correspondante peut être reconstituée de manière relativement précise dans le bassin de Saint-Dié - Villé ; elle montre une nette dissymétrie entre marge sud et marge nord.

La **bordure méridionale**, en pente relativement douce, est caractérisée par l'étalement de grands **cônes torrentiels** (*alluvial fans*), dont le bassin versant devait s'étendre largement sur les Vosges moyennes (galets de migmatites et de granites). Au SE de Villé, le massif du Haut-Koenigsbourg, couronné par les grès du Trias, représente un tel cône ; mais le plus important est sans conteste celui qui, bien mis en relief par l'érosion différentielle, peut être suivi sur près de 15 km depuis le Col du Plafond (Bois de Hennefaîte : feuille Gérardmer) jusqu'aux abords de Saint-Dié. Le lithofaciès dominant est constitué par des brèches polygéniques stratifiées, déposées par des **écoulements en nappe** (*sheet floods*) ; çà et là s'y intercalent des corps lenticulaires larges de quelques mètres, à litage oblique fruste, correspondant à des écoulements chenalisés (*stream flows*) plus ou moins sinueux.

La **bordure septentrionale**, en revanche, présente les caractères d'un escarpement de faille, au pied duquel se sont accumulés des matériaux particulièrement grossiers, sous forme de **talus d'éboulis** très localisés.

L'**axe du bassin**, très proche de ces talus, est marqué par une étroite bande de dépôts **gréso-conglomératiques** à cachet franchement **fluvial**, bordée de part et d'autre par des dépôts fins de plaine d'inondation. Le drainage longitudinal s'effectuait **d'Est en Ouest**, comme en témoigne l'abondance des galets ne pouvant provenir que de la série précambrienne de Villé et du Climont (quartzo-phyllades microplissées en chevrons, etc) jusqu'à Bréhimont au NW de Saint-Dié.

Au-delà devait exister une communication vers le Nord avec le bassin de la Plaine, où se retrouvent les mêmes arkoses, alors qu'aucun massif granitique ne peut être mis en évidence à proximité.

La Formation de Champenay

La répartition des aires de dépôt de cette formation est contrôlée par la **dernière phase de structuration** majeure. Celle-ci se manifeste par l'initiation du bassin de Champenay, entre les deux sillons préexistants, et par un nouvel épisode de **volcanisme rhyolitique**, très important mais étroitement localisé en bordure sud du bassin de la Plaine et du Nideck. Bien qu'une origine ignimbritique ait été proposée pour les produits de ce volcanisme, dont la puissance totale peut atteindre 150 mètres, un mode de mise en place sous forme d'un complexe d'extrusions du type dôme-coulée paraît plus vraisemblable.

La caractéristique principale de la Formation de Champenay réside en la présence systématique de **grès clairs**, feldspathiques, à débit en **dalles**, qui se distinguent de toutes les autres arénites permienne par un bien meilleur classement et l'abondance des grains à forte sphéricité (Arrêt n° 5). Cette particularité implique une assez longue période de **façonnement éolien**. D'autre part, un ciment carbonaté commence à apparaître localement, en particulier dans les niveaux les plus élevés.

Dans le sillon méridional, les dépôts, qui marquent un net retrait par rapport à ceux de la formation précédente, sont maintenant localisés autour de Saint-Dié, où ils peuvent atteindre une puissance de l'ordre de 80 m. Les faciès fins, silteux, qui y prédominent largement, évoquent un environnement de dépôt de type **lac temporaire** (*playa*), au centre d'un petit bassin endoréique.

Le seuil de Ban-de-Sapt montre, sur une paléotopographie relativement accidentée, les témoins d'un **système de drainage** convergeant vers le Nord (région de Moussey) en direction du bassin de Champenay.

C'est dans ce dernier bassin que la formation présente son développement maximal (une centaine de mètres), principalement sous forme de faciès gréseux à litages obliques fortement pentés. Le problème du milieu de dépôt (éolien ou lacustre ?) des **faisceaux géants**, très spectaculaires, exposés dans les carrières de la région de Belval (versant lorrain) et de Champenay (versant alsacien) sera discuté à l'arrêt n° 5.

Des niveaux gréseux comparables existent également dans le bassin de la Plaine et du Nideck, où ils viennent se biseauter sur la bordure du massif rhyolitique. Les

conditions d'affleurement y sont cependant nettement moins favorables.

La Formation de Saint-Dié

Largement **transgressive** par rapport aux formations sous-jacentes (F. de Frapelle ou F. de Champenay selon les endroits), cette unité peut atteindre une puissance supérieure à 120 m dans la région de Saint-Dié, et se retrouve dans tous les bassins. Il est impossible d'en connaître l'exacte extension initiale sur les Vosges moyennes en raison de l'érosion dont elle a été l'objet, dans ce secteur, avant le dépôt de la Formation de Senones. Vers le SW, elle est encore bien développée dans la région de Bruyères, et vers le SE, on en connaît quelques lambeaux jusqu'au Sud d'Orbey (feuille Gérardmer).

La Formation de Saint-Dié se distingue nettement par l'**aspect très immature** des arkoses brun-rouge qui la constituent : absence quasi-totale de structures sédimentaires, très mauvais classement et abondance de matrice silto-argileuse. De plus, cette dernière est souvent plus ou moins remplacée par un **ciment dolomitique** diffus, qui confère alors à la roche une teinte claire. Un enrichissement en galets anguleux, de taille croissante, est sensible à l'approche de chaque paléorelief (Arrêt n° 3). Tous ces caractères évoquent des dépôts de **coulées plus ou moins boueuses** (*mud flows et debris flows*), assez caractéristiques d'un climat semi-aride. Cependant la grande extension géographique de la formation, et la fréquence, assez étonnante, des éléments bien roulés dans les fractions sableuses et graveleuses, ne peuvent guère s'expliquer que par des phénomènes de remaniement, d'ampleur limitée, et un mélange avec des matériaux empruntés aux unités précédentes.

Des **niveaux dolomitiques** francs, atteignant parfois plusieurs mètres d'épaisseur (Arrêt n° 2), se rencontrent à différents niveaux ; ils renferment fréquemment des nodules de silice microcristalline (calcédoine ou cornaline). Deux d'entre eux sont remarquablement continus : le premier, près de la base de la formation, a été particulièrement suivi dans le "bassin" de Saint-Dié, car il y est minéralisé en **fluorine** (Lougnon, 1974) ; le second, qui constitue l'assise terminale, se retrouve dans tous les bassins. Souvent ils montrent des structures nodulaires sub-verticales, caractéristiques des croûtes (**dolocrêtes**) d'origine pédologique ; il est cependant probable que le niveau inférieur résulte de la transformation d'un calcaire lacustre à palustre. Les lentilles dolomitiques, parfois puissantes (anciennes carrières souterraines de La Culotte), qui apparaissent çà et là à différents niveaux, ne montrent qu'une extension limitée ; l'absence de toute structure visible peut en rendre l'interprétation plus délicate.

La Formation de Senones

Antérieurement aux travaux cartographiques de J. Hollinger (1970), les Grès de Senones n'avaient jamais été clairement individualisés : inclus dans les *Rotliegende*,

ils étaient donc considérés comme les derniers dépôts du Permien des Vosges.

Il est maintenant clairement démontré (Konrad, 1971) d'une part que cette formation correspond au **Buntsandstein inférieur** (*Tigersandstein*) tel qu'il a été défini en Forêt Noire, et d'autre part qu'il s'agit d'un équivalent latéral (proximal) des **Grès d'Annweiler**, bien représentés dans le Nord de l'Alsace et classiquement rapportés au même *Buntsandstein* inférieur (Perriaux, 1961). Cette dernière relation est restée longtemps insoupçonnée en raison de l'absence d'affleurement entre les deux régions, dans la zone d'ensellement structural correspondant au Col de Saverne.

La Formation de Senones révèle une paléogéographie très différente de celle qui a caractérisé les *Rotliegende* ; elle marque le **début d'un nouveau cycle sédimentaire** qui inaugure la troisième, et principale, phase de mise en place de la couverture gréseuse du massif vosgien. C'est pourquoi elle ne sera décrite qu'au chapitre suivant.

Ces considérations purement lithostratigraphiques ne préjugent en rien de l'**âge** des Grès de Senones et d'Annweiler. La présence, dans les environs d'Annweiler même, d'un niveau repère à ciment calcaire et coquilles marines, à la base de la formation, implique que cette dernière représente un équivalent latéral (continental) des dépôts marins à évaporitiques du *Zechstein* (**Permien terminal = Thuringien**). On sait en effet, par ailleurs, que c'est au début du Thuringien que les faciès marins ont atteint leur extension maximale vers le Sud du Bassin germanique.

SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE DES BASSINS PERMIENS

Aucun des bassins permien des Vosges n'ayant encore fait l'objet d'une étude spécifiquement structurale, mettant notamment en œuvre les méthodes d'analyse micro-tectonique, leur évolution tectono-sédimentaire reste encore imparfaitement comprise.

Cette situation résulte également de l'insuffisance des données de sub-surface. En dehors du secteur de Villé, où la COGEMA a réalisé une quarantaine de forages carottés, seul le sondage de recherche de houille de Saint-Dié (1857-1862) apporte quelques éléments d'interprétation, malgré le caractère très sommaire de la coupe dont on dispose. Il montre un fait difficilement prévisible d'après les seules données d'affleurement : l'épaississement considérable de la série vers la bordure nord du bassin (plus de 500 m de dépôts permien entre le socle et la Formation de Champenay).

Cependant, en l'état actuel des connaissances, le bassin de Saint-Dié et Villé apparaît déjà clairement comme un **bassin sur décrochement** (apparenté aux bassins de type *pull-apart*), et non pas comme un simple *graben* formé par pure distension. Une telle origine est révélée par les traits majeurs suivants :

- forme allongée, assez étroite, à forte dissymétrie,

- grande épaisseur du remplissage pour une faible superficie,
- déplacements longitudinaux des dépocentres,
- systèmes de drainage plus centripètes que longitudinaux,
- fréquence du volcanisme.

Les mouvements de **cisaillement dextre**, qui semblent à l'origine de la structuration du bassin de Saint-Dié, s'intègrent bien dans le cadre d'une vaste zone transformante dextre entre plaque euraméricaine (Laurussia) et plaque africaine (Gondwana) envisagée par F. Arthaud et Ph. Matte (1977). C'est elle qui aurait permis la formation simultanée des chaînes de l'Oural d'une part et Appalaches méridionales - Mauritanides d'autre part, achevant ainsi la constitution de la Pangée.

En revanche, l'initiation du bassin de Champenay, sur un relais de failles, et la mise en place des rhyolites principales du bassin de la Plaine-Nideck, paraissent mieux s'accorder avec des mouvements de cisaillement senestre, qu'il est beaucoup plus difficile d'intégrer dans un contexte géodynamique global.

LE DEBUT DE L'HISTOIRE ALPINE

L'effacement des reliefs locaux, par le jeu simultané de leur érosion et du comblement des dépressions voisines, s'est pratiquement achevé avec les derniers dépôts de la Formation de Saint-Dié, pour aboutir à la formation d'une véritable **pédiplaine**. Seule subsistait alors, à l'emplacement de la partie méridionale des futures Vosges, une zone légèrement plus élevée, appartenant à un long seuil qui s'abaissait, en pente très douce et régulière, depuis le Morvan jusqu'en Forêt Noire : l'**Eperon bourguignon** (Courel et al., 1973).

La reprise de la sédimentation détritique, dès le Permien supérieur mais surtout au Trias, traduit de profonds changements dans la paléogéographie de l'Europe occidentale. C'est tout d'abord la formation d'un grand **bassin germanique**, centré sur l'Allemagne du Nord et la Pologne. C'est ensuite le soulèvement d'un vaste **bombement celtibérique**, intéressant notamment le Sud des Îles britanniques, le Massif armoricain et le NW de la Péninsule ibérique (alors très proches) ; il annonce probablement l'effondrement, un peu plus à l'Ouest, du rift correspondant au stade initial d'ouverture de l'Atlantique Nord. C'est cette configuration qui va permettre l'installation, dans le Nord-Est de la France, d'un **système fluvial de grande ampleur, orienté vers le NE**. La sédimentation étant insuffisamment compensée par la subsidence, les écoulements, d'abord localisés dans le "Synclinal de Sarreguemines" (entre Vosges et Bloc rhénan), balayeront un secteur de plus en plus large au cours du Trias inférieur, ensevelissant ainsi progressivement la totalité du domaine vosgien sous une épaisse couverture gréseuse qui constitue le **Buntsandstein**.

Le Buntsandstein inférieur

Les **Grès de Senones**, et leur équivalent aval : **Grès d'Annweiler**, se distinguent des arkoses de Saint-Dié, sous-jacentes, par un meilleur classement et des litages plus apparents. Ils se différencient des Grès vosgiens, surincombants, par l'abondance des feldspaths et le caractère anguleux des grains sableux. Les niveaux les plus grossiers, parfois à tendance conglomératique, sont particulièrement caractéristiques par leur aspect caverneux et l'abondance des taches noires ferromanganiques. Bien que les teintes rougeâtres dominent largement, la fréquence des halos de décoloration (gris-violacé à jaunâtre), en disposition plus ou moins stratiforme, est également typique (Arrêt n° 6).

Le **Buntsandstein** inférieur des Vosges semble résulter principalement du **remaniement de dépôts permien** localisés à l'Ouest du bassin. En net retrait par rapport à la Formation de Saint-Dié sur les affleurements les plus occidentaux (environs de Bruyères), il s'étale au contraire largement vers le SE, jusque dans la région de Colmar (Les Trois-Epis), en ennoyant les derniers reliefs résiduels localisés sur le seuil de Raon-l'Étape à Schirmeck et le massif du Champ du Feu.

Le Buntsandstein moyen

Son mince **Conglomérat inférieur** marque l'arrivée de matériaux issus de zones nourricières beaucoup plus lointaines. Alors que l'origine des galets ne peut guère être recherchée que dans le Massif armoricain (lydiennes à rares graptolites siluriens, quartzites ordoviciens et dévoniens), la fraction sableuse pourrait provenir en grande partie du socle granitique du Massif central septentrional.

C'est dans ce conglomérat que se rencontrent, d'autre part, les premiers indices du **climat franchement aride**, qui persistera, sur l'aire de sédimentation, tout au long de l'accumulation du **Buntsandstein moyen** : galets éolisés à facettes (Fig. 2) et grains sableux très arrondis.

Le Grès vosgien

Cette unité constitue la masse principale. Sa puissance dépasse 300 m au Nord du Col de Saverne et atteint encore près de 200 m dans la région de Saint-Dié ; vers le Sud il s'étale jusqu'aux environs de Remiremont. Il peut apparaître sous deux faciès majeurs, dont l'importance relative varie progressivement du Sud vers le Nord des Vosges :

- **Les dépôts de chenaux**, de teinte rose assez uniforme et bien cimentés (auréoles de nourrissage autour des grains de quartz), prédominant largement sur toute la hauteur de la formation dans le domaine méridional, mais seulement au niveau de la moitié inférieure à partir de la région de Saverne. Il se présentent sous forme de bancs très épais, à base érosive, constitués principalement de **faisceaux** à litage oblique où dominent les types arqués de grande taille. Quelques minces

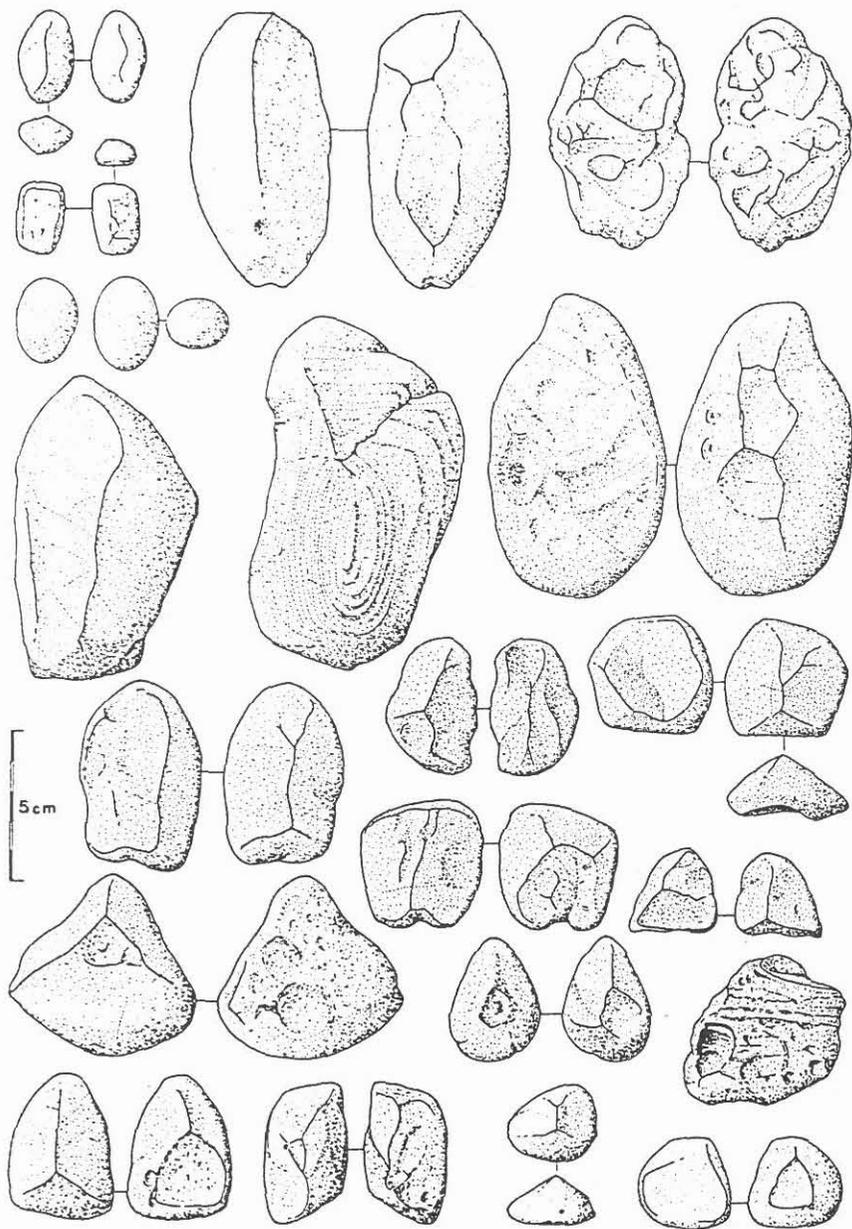


Fig. 2 - Quelques types de galets éolisés (ventifacts) du Buntsandstein moyen.
(D'après DURAND, MEYER et AVRIL, 1989)

lentilles argileuses rouge sombre, de faible extension latérale, s'y intercalent de place en place ; mais ces *dépôts de flaques* ont généralement été démantelés par dessiccation et remaniement, et ils se retrouvent plutôt sous forme de galets intraformationnels polyédriques.

- **Les dépôts de plaine inondable** (ou inter-chenaux) sont généralement masqués par les éboulis du faciès précédent ; ils ne peuvent guère être bien observés que dans les Vosges gréseuses septentrionales, où ils sont particulièrement développés, surtout vers le tiers supérieur de la formation ("*Couches de Karlstal*"). Essentiellement gréseux également (ce qui est étonnant dans un tel paléoenvironnement !), ils se distinguent par leur disposition en bancs minces, où dominent les litages horizontaux, et par leur faible degré de cimentation. Bien qu'ils résultent en grande partie du débordement des chenaux, lors des crues, les **dépôts d'origine éolienne** y représentent une part non négligeable, comme en témoignent les racines de grandes dunes récemment mises en évidence (Raon l'Étape : Arrêt n°1, et Reipertswiller : au Nord de Saverne).

Le Grès vosgien permet donc de reconstituer un paysage de large plaine alluviale dépourvue de végétation, et donc essentiellement soumise aux caprices des vents, parcourue par des **chenaux en tresse (braided channels)**. Les chenaux de ce type se caractérisent par une grande largeur par rapport à leur profondeur, leur division à l'étiage en nombreux bras séparant des îles temporaires, et leur propension à des divagations fréquentes et désordonnées.

Le Conglomérat principal

Cette unité sommitale, également connue sous le nom de Poudingue de Sainte-Odile, finit par recouvrir pratiquement toute la région vosgienne, en débordant largement du bassin par-dessus les faibles reliefs de l'Eperon bourguignon. Ses conditions de dépôt ne semblent guère différentes de celles qui ont été invoquées à propos du Grès vosgien, sous son faciès de chenaux. Le passage relativement progressif de l'un à l'autre pourra d'ailleurs être observé au Haut-Barr (Arrêt n° 7).

Une telle situation, en *sommet de mégaséquence*, peut déjà paraître assez paradoxale. D'autre part, malgré sa puissance assez modeste (≤ 20 mètres), ce conglomérat est, de loin, *le plus important d'Europe* par son extension horizontale. Quant aux galets, exclusivement siliceux (quartz, quartzites et lydiennes), ils montrent une *usure exceptionnellement élevée* pour un dépôt fluviatile. Cet ensemble de caractères insolites ne peut être expliqué, pour l'instant, qu'en faisant appel à une **très longue période de stabilité tectonique**, qui aurait permis au stock limité de matériaux, disponible au niveau des zones nourricières, de subir une ségrégation granulométrique entre phase sableuse (mobilisable à chaque crue) et phase grossière (déplacée plus occasionnellement) tout au long de sa longue progradation vers l'Allemagne (Durand, 1978).

La Zone-limite violette (Perriaux, 1961) correspond à un niveau d'altération du

sommet, parfois gréseux, du Conglomérat principal ; dans les Vosges méridionales elle peut, au-delà de l'extension de ce dernier, affecter très localement le socle hercynien. Pratiquement ininterrompue sur les bordures nord et sud du bassin, elle apparaît discontinue dans toute la partie centrale. Si certaines "lacunes" observées peuvent être bien interprétées comme d'origine primaire, d'autres correspondent clairement en revanche à une érosion.

Il s'agit plus précisément d'un complexe de **paléosols**, riche en niveaux de dolocrètes et silcrètes (Durand et Meyer, 1982). La Zone-limite violette traduit ainsi une période de rémission prolongée de la sédimentation, sans doute consécutive à l'épuisement des apports. D'autre part, ses caractéristiques sédimentologiques impliquent l'installation, dès cette époque, du climat **semi-aride** qui régnera sur la région pendant tout le dépôt du *Buntsandstein supérieur*.

Les différentes nuances de **teintes violettes**, caractéristiques de ce niveau (comme de nombreux paléosols de tout âge) dépendent exclusivement de la **granulométrie du pigment hématitique**. Les particules d'oxyde ferrique de la fraction argileuse confèrent à la roche une dominante rouge, alors que les grains de taille supérieure sont responsables d'une dominante gris-bleuté à bleu lavande.

Le Buntsandstein supérieur

Cette dernière grande séquence fluviatile, dont la puissance est relativement uniforme (80 m en moyenne), succède à une phase de **réactivation épéirogénique** du domaine nourricier occidental. Ceci se traduit par l'arrivée de matériaux sableux, riches en feldspaths et en quartz anguleux, nettement moins matures que les précédents.

Des mouvements synchrones plus ou moins importants ont également laissé des traces sur une grande partie du bassin germanique, principalement sous forme d'une discordance cartographique connue sous le nom de **Discordance H** (de *Hardegsen*, en Allemagne centrale). On peut lui rapporter les phénomènes d'érosion de la Zone-limite violette et même du Conglomérat principal, qui peuvent être observés à proximité de la frontière allemande, de Saint-Avold à Bitche.

Si l'histoire du *Buntsandstein supérieur* (fluviatile) est nettement distincte de celle du *Buntsandstein moyen* (également fluviatile), elle est en revanche **indissociable** de celle du **Muschelkalk inférieur** (marin). En effet, depuis le SW du massif vosgien actuel (région de Darney-Epinal), on peut suivre le **passage latéral** des faciès continentaux aux faciès marins, tant vers le NE (Lorraine, Alsace, puis Kraichgau au-delà du Rhin) que vers le SE (Franche-Comté) : Fig. 3. Il en résulte que la limite supérieure du *Buntsandstein* n'a pas partout le même âge ; elle est **diachrone** (Gall et al., 1977).

La limite, lithostratigraphique, entre *Buntsandstein* et *Muschelkalk* ne peut donc coïncider avec la limite, chronostratigraphique, entre *Trias inférieur* et *Trias moyen*, tout comme la limite entre *Rotliegende* et *Buntsandstein* ne coïncidait pas avec la limite Permien - Trias.

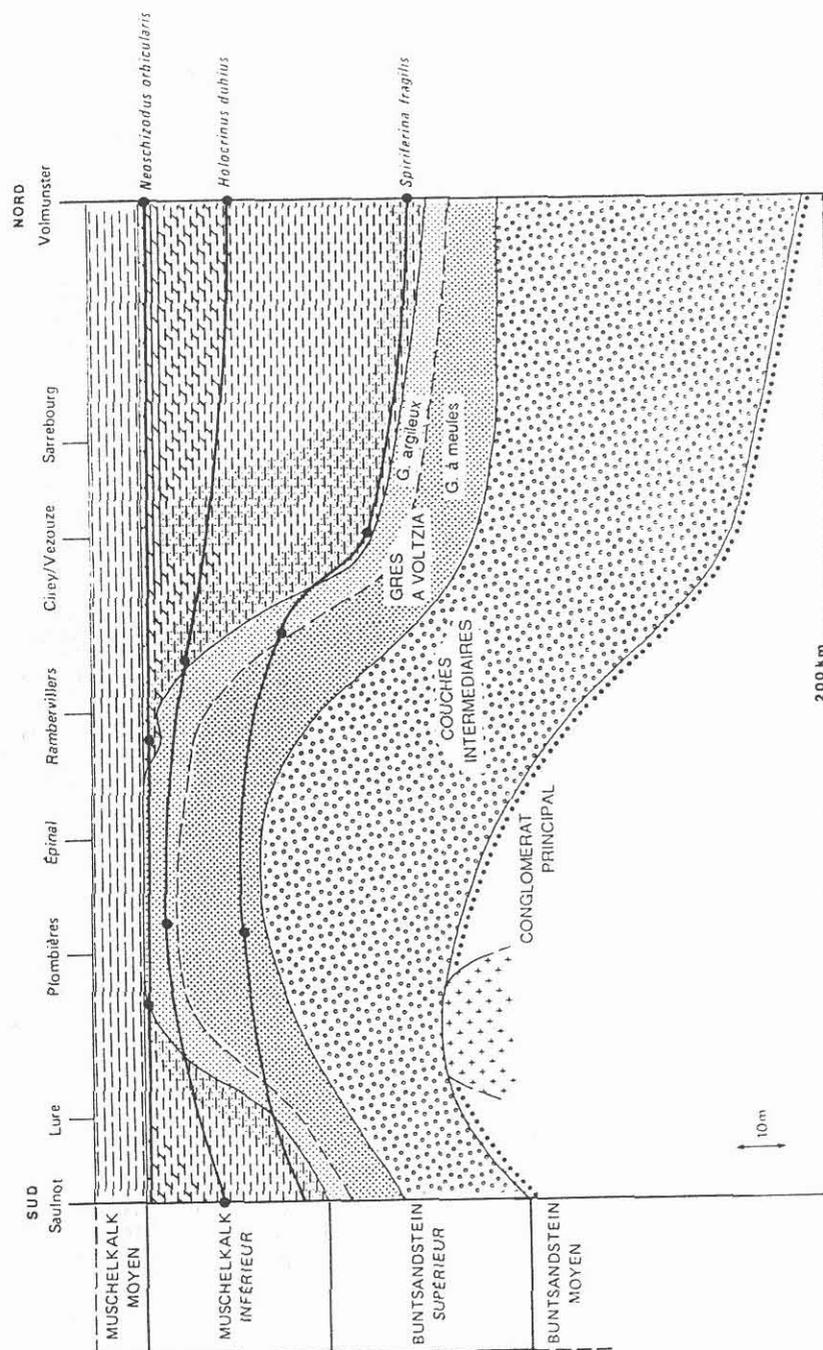


Fig. 3 - Diachronie des formations du Buntsandstein supérieur - Muschelkalk inférieur

La séquence *Buntsandstein supérieur* — *Muschelkalk inférieur*, globalement **granodécroissante**, montre une évolution très différente de celle du *Buntsandstein moyen*. Elle comprend, de la base au sommet, les **trois formations** suivantes : Couches intermédiaires, Grès à Voltzia et Grès coquillier.

Les Couches intermédiaires

Cette formation, essentiellement gréseuse, montre une dérive verticale **grano- et strato-décroissante**, trop rapide pour ne traduire qu'un simple effacement des reliefs nourriciers sous l'effet de l'érosion. Il n'est pas trop hasardé d'y voir l'influence d'une **remontée du niveau de base**, qui serait la première manifestation de l'avancée de la mer du *Muschelkalk*.

La grande continuité latérale des unités de dépôt montre que le nouveau système fluvial devait se composer de **chenaux simples** plutôt que de chenaux en tresse. La préservation de dépôts de débordement, minces mais très étendus, parfois affectés par la pédogenèse (petites "zones violettes"), indique que ces chenaux pouvaient se déplacer latéralement, non seulement par migration progressive, mais aussi par brusque changement de cours (avulsion).

- **Les Couches intermédiaires inférieures** présentent des caractères pétrographiques et sédimentologiques qui rappellent assez curieusement les Grès de Senones : teintes rouge-brun à lie-de-vin, grains anguleux, abondance des feldspaths, taches noires, etc. Les faisceaux à litage oblique de type tabulaire, largement prédominants, évoquent les **barres transversales** alternantes de certains **chenaux peu sinueux**, larges et peu profonds, comme ceux du cours inférieur de la Loire actuelle.

- **Les Couches intermédiaires supérieures** n'affleurent que très rarement. Les bancs, plus minces, sont souvent hétérolithiques (alternance de lits sableux plus ou moins grossiers avec des lits silteux ou argileux). Une telle structure est assez caractéristique des **barres de méandres** (*point bars*). Cette unité est en effet la seule, de tout le *Buntsandstein* des Vosges, qui révèle des dépôts de chenaux à forte sinuosité indiscutables. Il faut d'autre part remarquer que certains niveaux annoncent déjà le Grès à Voltzia, par la finesse du grain et/ou par la présence de débris végétaux.

Le Grès à Voltzia

C'est dans cette ultime formation rapportée au *Buntsandstein* qu'apparaissent, en relative abondance, les vestiges d'une **faune** et d'une **flore** bien diversifiées, étudiées respectivement par J.C. Gall (1971) et L. Grauvogel-Stamm (1978). Ces éléments paléontologiques permettent de dater déjà de l'Anisien (début du **Trias moyen**), inférieur à moyen selon les régions.

En ce qui concerne l'évolution paléogéographique, le Grès à Voltzia marque le **passage** d'une plaine alluviale à un **paysage fluvio-marin particulier**, résultant de l'inondation progressive du système fluvial sans interposition de dépôts progradants typiquement deltaïques. Ce passage se traduit par la superposition de **deux unités** dont la limite est souvent imprécise et fluctuante.

- **Le Grès à meules**, à la base, est disposé en gros bancs (souvent épais de plusieurs mètres) séparés par des niveaux argileux lenticulaires. Les teintes sont généralement assez pâles : rose, gris-verdâtre, jaunâtre. Le grain est remarquablement fin et constant ($\approx 200 \mu\text{m}$), et les micas sont assez abondants.

Le faciès "grès à meules" correspond au stade précoce de l'évolution, marqué par le remaniement des matériaux antérieurement stockés entre les chenaux, sans doute sous forme de dunes éoliennes. L'analyse sédimentologique permet de reconstituer de profonds **chenaux à faible sinuosité**, où s'accumulaient des dunes hydrauliques formant de grands bancs sableux (Arrêt n° 8). Ces chenaux migraient latéralement vers le Sud de manière relativement continue, avant de revenir brutalement vers l'axe du bassin.

Dans le Nord des Vosges, la plupart des organismes sont terrestres ou dulcicoles ; mais dans le Sud quelques vastes branches du réseau fluvial, dont l'alimentation à été un temps interrompue, sont déjà colonisées par des **organismes marins**, parfois franchement **sténohalins** (célèbre gisement de Raux près de Plombières).

- **Le Grès argileux**, caractérisé par des teintes plus soutenues, à dominante lie-de-vin, correspond plutôt en fait à une **alternance** de petits bancs gréseux et de niveaux silto-argileux, qui présentent de nombreux traits communs avec les dépôts de **plaine d'inondation** classiques. On y rencontre fréquemment, d'autre part, de minces intercalations de grès bruns, à coquilles marines. Les chenaux dont proviennent les matériaux, très localisés, sont rarement observables (voir Arrêt n° 8).

Cette unité correspond au stade où la pente est devenue pratiquement nulle. Entre les chenaux, incapables de creuser leur lit (même latéralement) en dehors des périodes de grandes crues, la nappe phréatique affleure maintenant dans de **vastes étangs saumâtres**, tantôt partiellement comblés par destruction des levées lors des crues, tantôt mis en connexion directe avec la mer à l'occasion de tempêtes.

Le Grès coquillier

Base conventionnelle du *Muschelkalk*, cette formation est marquée par la disparition, assez brutale, des faciès franchement rubéfiés. A la base prédominent généralement des bancs gréseux, à ciment dolomitique, à la surface desquels apparaissent souvent des rides de courant, des rides de vagues et des terriers de type *Rhizocorallium*. Plus haut, ces bancs gréseux, qui alternent avec des couches argileuses gris-bleuté, tendent à devenir moins fréquents, plus minces et plus discontinus.

Ce faciès représente le stade ultime de la sédimentation sableuse, où les dépôts antérieurs sont remodelés par les vagues, et où les argiles apportées par les estuaires sont distribuées au gré des courants marins sur de **grandes vasières littorales**.

Au fur et à mesure de la lente transgression de la mer, les trois environnements représentés par le Grès à meules, le Grès argileux et le Grès coquillier, qui s'enchaînent dans l'espace, vont se déplacer vers l'amont de la plaine alluviale, entraînant la superposition des faciès correspondants (Fig. 4). Cette évolution se poursuivra jusqu'à ce qu'un épisode climatique plus aride vienne interrompre les apports fluviaux, au début de l'Anisien supérieur (dépôts argilo-évaporitiques du *Muschelkalk moyen*)

Dans la zone la plus proche de l'arrivée des matériaux détritiques (SW du massif vosgien actuel, à partir de la région d'Epinal), le dépôt du Grès à Voltzia se maintiendra jusqu'à cette époque : les faciès franchement marins caractéristiques du *Muschelkalk inférieur* y sont en effet inconnus.

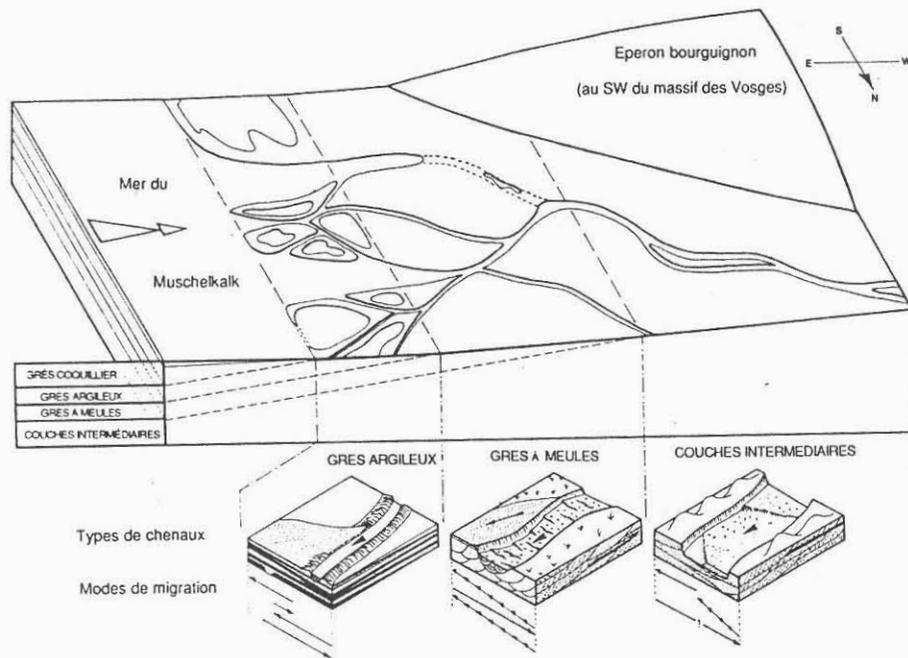


Fig. 4 - Reconstitution des paysages du Nord-Est de la France au début du Trias moyen.

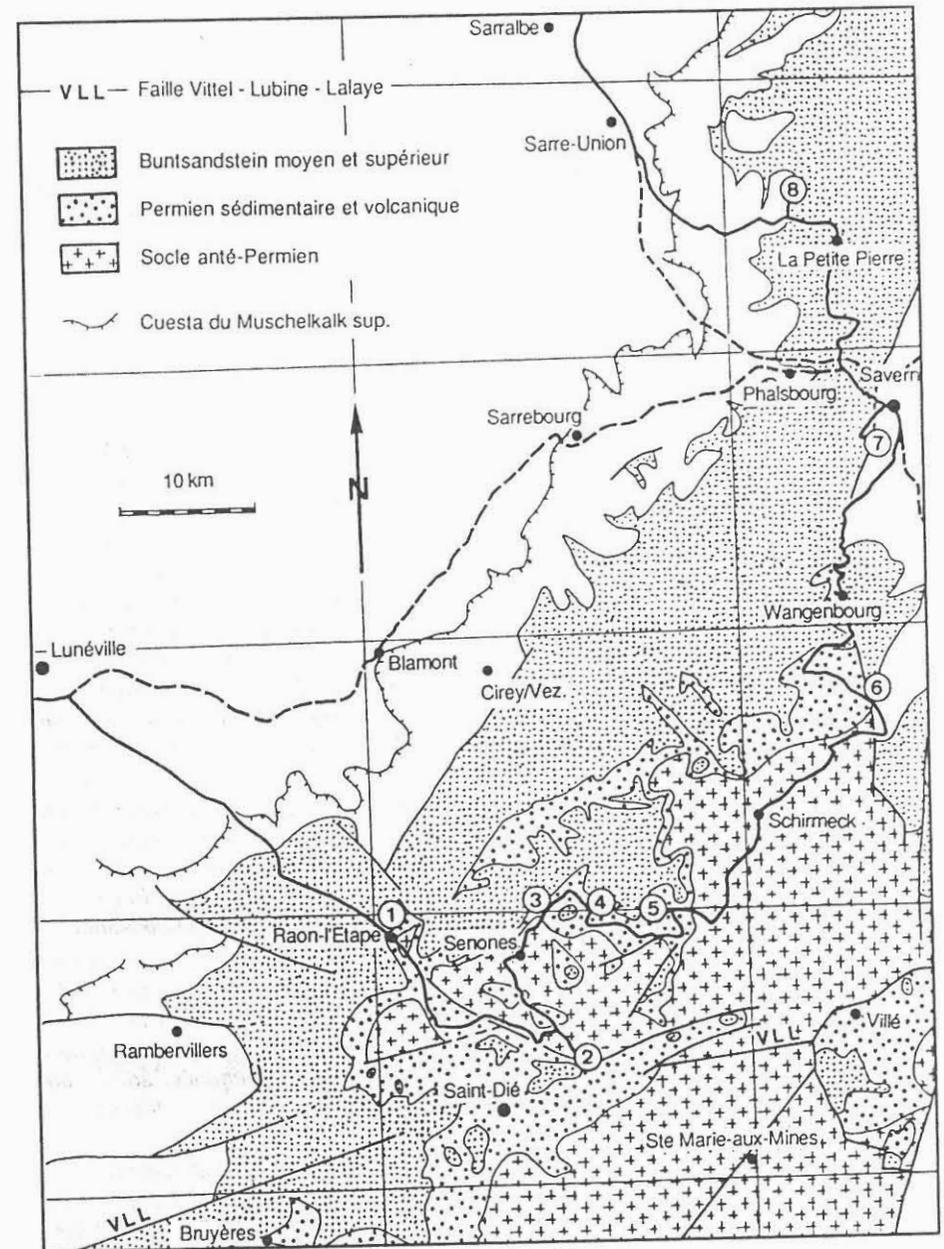


Fig. 5 - Itinéraire et esquisse géologique de la région visitée

DESCRIPTION DE L'ITINERAIRE

De Metz à Nancy

La ville de Metz est bâtie dans une large vallée, creusée dans les assises marno-calcaires du Lias, à la confluence de la Seille avec la Moselle. Elle est dominée à l'Ouest par l'une des principales cuestas de l'Est du Bassin parisien : la **Côte de Moselle**, formée par les Calcaires à polypiers du Bajocien moyen. Le relief de cette côte est ici accentué (près de 200m) par le passage d'un accident majeur NE-SW : la **faille de Metz**, qui se poursuit jusqu'à la vallée du Rhin, dans la région de Mayence. Sur le revers de la côte affleurent d'abord les calcaires bioclastiques du Bajocien supérieur, qui ont fourni une excellente pierre de taille jaune (le "**Jaumont**") donnant à de nombreux monuments de la ville leur teinte caractéristique.

Depuis le centre ville on se dirige d'abord vers l'Ouest pour rejoindre l'A31, au pied du promontoire le plus élevé de la côte (Mont St-Quentin). Puis l'autoroute remonte sur quelques kilomètres la vallée de la Moselle, parsemée de plans d'eau (vestiges de **gravières** exploitées dans les alluvions venues des Vosges), en longeant le front de côte.

Peu après la sortie 30 (Jouy-Marly), l'autoroute s'écarte de la vallée pour remonter sur le **plateau du Lias**, qu'elle ne quittera plus jusqu'à Pont-à-Mousson. Pendant tout ce parcours S-N, elle longe, sur sa droite, un chapelet de petites **buttes-témoins**, séparées de la côte proprement dite par le cours orthoclinal de la Moselle. Sur la gauche en revanche, une large **dépression**, mollement ondulée et largement cultivée, s'étend à perte de vue sur les marnes du Lias moyen et leur couverture limoneuse.

Juste après la sortie 28, l'aire de repos de Lesménils marque l'emplacement d'un sondage ayant atteint, au siècle dernier, le prolongement du gisement houiller sarro-lorrain à 800 m de profondeur, au droit de la culmination d'une large voussure connue sous le nom de "**anticlinal**" de Lorraine. Cette structure majeure, longtemps active, sépare en particulier les bassins ferrifères "aaléniens" de Briey et de Nancy.

Après la traversée du Bois de Juré s'amorce la longue descente vers le fond de la **vallée de la Moselle**. Vers l'Ouest (à droite) on peut apercevoir, au Sud de la centrale thermique de Blénod, un large **ensellement** de la Côte centré sur la ville de Dieulouard ; il correspond à une **cuvette structurale** où affleure déjà le Bathonien marneux. Un peu au-delà, un grand bâtiment roux à haute cheminée, adossé au front de côte, permet de localiser la mine de Saizerais : la plus septentrionale du bassin ferrifère de Nancy.

Puis la vallée s'encaisse entre la côte et une série de petits plateaux (Grand Couronné). La base herbeuse des côteaux, montre une morphologie "moutonnée", qui trahit les nombreuses loupes de glissement affectant les marnes du Lias ; plus haut, la limite des forêts marque la base des calcaires bajociens. Bientôt apparaît, sur la droite, la large **percée anclinale** de la Moselle qui a fait un large détour par Toul.

La vallée que nous venons de suivre a, en effet, d'abord été creusée par la Meurthe, avant qu'un de ses affluents ne capture la Moselle qui allait auparavant se jeter dans la Meuse.

L'escalade du Plateau de Haye ménage ensuite un vaste panorama sur le site de **Nancy**, tandis que sur la droite apparaît une coupe complète des Calcaires à polypiers.

De Nancy à Raon-l'Etape

A partir de la sortie 2b (Nancy-Brabois) les tranchées laissent réapparaître les Calcaires à Polypiers, puis s'amorce la descente de la **Côte de Moselle**, d'où s'ouvre un vaste panorama sur la **dépression liasique** (Pliensbachien-Lotharingien) et le **plateau du Vermois** (Sinémurien inférieur). L'échangeur A33 - A330, sur le Toarcien, est suivi d'un petit replat, revers de la côte des **Grès médioliasiques** (Domérien sup.).

Quelques kilomètres après la sortie 4 (St Nicolas-de-Port), la descente de la **Côte infraliasique** (Grès rhétiens) permet de rejoindre la Meurthe. A droite affleurent les Marnes irisées supérieures (**Keuper**) jusqu'à la Dolomie de Beaumont (phénomènes de fauchage). A gauche au fond de la vallée apparaissent les installations des soudières de Dombasle et des salines de Varangéville, exploitant le **gîte de sel du Keuper** ; les déchets boueux de cette industrie décantent dans d'immenses bassins.

Puis l'autoroute s'écarte de la vallée pour traverser bientôt la Forêt de Vitrimont (Marnes irisées inférieures). Elle rejoint la **Meurthe** à son confluent avec la Vezouze au Sud de Lunéville, et notre itinéraire ne quittera plus sa vallée jusqu'à Raon-l'Etape. Sur plus de 15 km, la rivière serpente entre les vastes nappes alluviales de la Forêt de Mondon (au NE) et les plateaux du Keuper puis du Muschelkalk (au SW). A la sortie d'Azerailles, la traversée de la **Côte de Lorraine** (Muschelkalk supérieur) passe presque inaperçue.

Le paysage ne change vraiment qu'à l'approche de Baccarat (**bois de feuillus** sur Buntsandstein supérieur), mais déjà à la sortie de la ville les **forêts de résineux** sur Buntsandstein moyen donnent aux collines un cachet typiquement vosgien.

Arrêt n° 1 : Raon-l'Etape - Côte de Beauregard - (Carte géol. Saint-Dié) Facès éoliens dans le Grès vosgien

L'ascension de la butte conduit, à mi-pente, sur un chemin forestier qui permet d'observer, dans la partie moyenne du Grès vosgien, un **faciès local** tout à fait particulier, de teinte jaunâtre, dont les grains bien ronds et extraordinairement bien classés évoquent l'origine éolienne. On peut y distinguer deux unités de dépôt (Fig. 6).

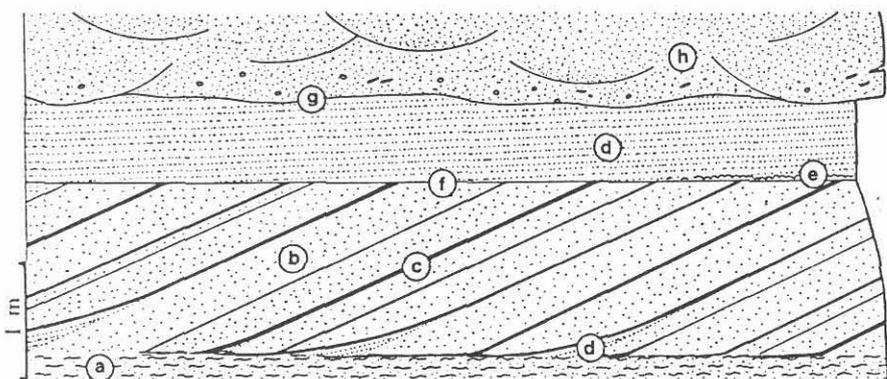


Fig. 6 - Coupe schématique des dépôts éoliens dans le Grès vosgien de Raon-l'Etape.

- | | |
|--|--|
| a - Dépôts interdunaires divers | e - Rides et verrues d'adhésion |
| b - Dépôts d'avalanche | f - Surface de déflation (Surf. de Stokes) |
| c - Feuilletés de retombée | g - Troncature d'érosion sous-aquatique |
| d - Feuilletés de translation ascendante subcritique | h - Dépôts fluviatiles |

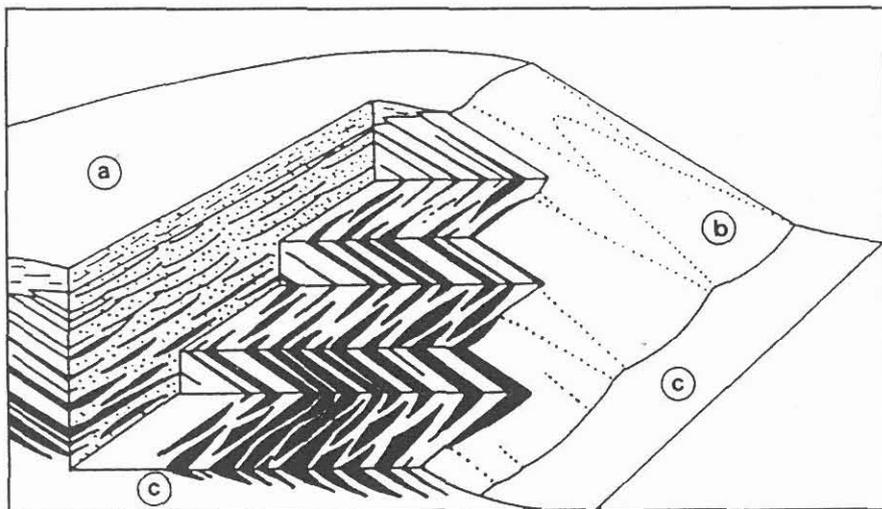


Fig. 7 - Structure d'une petite (≈ 1m) dune éolienne actuelle. (D'après HUNTER, 1977)

- | |
|--|
| a - Dépôts de translation ascendante subcritique |
| b - Dépôts d'avalanche |
| c - Dépôts de retombée |

- **Les dépôts de dune éolienne** : Ils sont essentiellement représentés par un **faisceau tabulaire** à litage fortement penté ($\approx 30^\circ$), ne dépassant guère 1,5 m d'épaisseur, mais très étendu (plusieurs centaines de mètres). On peut y reconnaître les trois types de microstructures élémentaires dont sont constituées les dunes actuelles (Fig. 7) :

- Dépôts d'**avalanche** (*grainflow*), résultant de petits écoulements spontanés de sable sec sur la face la plus abrupte de la dune.
- Dépôts de **retombée** (*grainfall*), à grain plus fin, qui résultent de la décantation des grains temporairement entraînés en suspension lorsque la dune "fûmait".
- Dépôts de **translation ascendante subcritique** (*SCTS*), caractérisés par leur granocroissance, et formés par migration de petites rides éoliennes au pied de la dune.

Les épaisseurs relatives de ces éléments et leurs relations structurales indiquent qu'il s'agit des "racines" d'une très **grande dune**, haute de plusieurs dizaines de mètres. D'autre part, l'analyse de l'orientation des feuilletés conduit à la reconstitution d'une **dune linéaire** (*seif*) orientée NE-SW, modelée par des vents saisonniers de SSE et de NE.

- **Les dépôts de rides éoliennes** : Le sommet du grand faisceau est marqué par une troncature, horizontale et très régulière, qui peut être suivie autour de la colline. Elle est souvent surmontée de dépôts de **rides d'adhésion** (indice d'un substrat humide) et parfois de quelques **plaques de dessiccation** argileuses arquées (indice d'un substrat temporairement noyé). Ces observations permettent d'interpréter la troncature comme une **surface de déflation**, contrôlée par le niveau de la nappe phréatique ("surface de Stokes"). Le reste de l'unité supérieure est presque exclusivement constitué de **feuilletés de translation ascendante subcritique** (indice de substrat sec).

Finalement, ces **dépôts inter-dunaires** sont irrégulièrement tronqués par des **dépôts fluviatiles**, beaucoup mieux cimentés, à intraclastes argileux dispersés et petits galets de quartz. Quant aux phénomènes de **lessivage**, qui caractérisent cet affleurement, ils sont liés au développement d'un **ciment kaolinique** (aux dépens des feldspaths) sous l'effet de circulations d'eaux météoriques, probablement au cours du **Quaternaire** ancien. Ces phénomènes ont été ici favorisés par l'excellente **porosité** que conservent classiquement les sédiments éoliens ; les poussières adhérant aux grains de quartz ont en effet inhibé le développement d'une auréole de "nourrissage" sur ces derniers.

A la sortie de la ville, par la N 59, une carrière de **granite** est encombrée par les trémies de stockage du "**trapp**" exploité à l'écart de la route (voir itinéraire consacré au "**Magmatisme d'âge primaire**"). Le resserrement de la vallée marque la **percée cataclinale** de la Meurthe au travers de la première côte auréolant le massif (Grès vosgien), au passage d'un **seuil** où la série permienne est très réduite.

Le paysage s'ouvre ensuite rapidement sur la vaste **dépression de Saint-Dié**, dont le substratum permien a été partiellement dégagé par l'érosion. Après Etival, la D 32 s'engage dans une large vallée longeant la bordure nord du bassin permien. A Saint Jean-d'Ormont commence l'ascension du **paléorelief de faille** (le rejet total doit être ici de l'ordre de 800m) ; elle dégage un joli panorama sur le massif triasique de l'**Ormont**, qui masque la partie centrale du bassin permien. Le **socle** du seuil de Ban-de-Sapt, à Permien réduit, affleure ensuite jusqu'au delà de Launois (diorite).

Arrêt n° 2 : La Petite Fosse - Col d'Hermanpaire - (Carte géol. Saint-Dié) **Croûtes dolomitiques de la Formation de Saint-Dié**

Sur la retombée orientale du col, les talus de la D 45 permettent d'observer différents stades du développement des **dolocrètes pédologiques** dans la partie basale de la Formation de Saint-Dié. Le contact sur la Formation de Champenay affleure en contrebas de la route à un centaine de mètres de là.

Les premiers stades se réduisent à des chapelets de nodules subverticaux (anciens manchons racinaires ?), associés à des "cloisons", de même orientation, développées sur des joints de tension précoces résultant probablement d'une activité tectonique synsédimentaire. Les développements subhorizontaux traduisent des hiatus de dépôt relativement longs ; ils permettent de déceler le caractère polyphasé des croûtes les plus épaisses. Dans ces dernières, les passées de cornaline rouge sont relativement fréquentes.

Après un retour à Launois, l'itinéraire s'élève sur une butte où sont conservées les assises supérieures du Permien, avant d'amorcer une longue descente vers Senones, dans la vallée du Rabodeau dominée par la côte triasique. **La surface d'érosion**, assez accidentée, sur laquelle s'effectue la descente est en grande partie héritée du Permien : elle supporte de nombreuses reliques des dépôts torrentiels de la Formation de Champenay. De Senones à Moussey la vallée actuelle entaille des dépôts pyroclastiques dévoniens.

Arrêt n° 3 : Moussey SW - Talus de la D49 (km 19) (Carte géol. Saint-Dié)

Brèches polygéniques de la Formation de Saint-Dié

L'affleurement, haut de plusieurs mètres mais déjà assez dégradé, permet d'observer un faciès tout à fait caractéristique de la sédimentation permienne en général, toujours plus ou moins influencée par la proximité d'accidents tectoniques actifs.

Ces dépôts de **cône de déjection** ("fanglomérats") sont ici plus grossiers qu'au

col de Hermanpaire. Leur très mauvais classement évoque un transport sous forme d'**écoulements en masse** (laves torrentielles), mais la présence de quelques minces niveaux silteux relativement continus implique une courte phase de lessivage par ruissellement, clôturant la mise en place de chaque séquence métrique.

Les galets sont de nature très variée : granites, roches volcaniques et détritiques dévono-dinantiennes ou permienne. Compte tenu de leur très faible degré d'émoussé, ils n'ont dû subir qu'un très court transport, ne pouvant excéder quelques kilomètres. Dans certaines zones, aux contours nébuleux, la matrice arkosique est mieux indurée par un ciment dolomitique de remplacement, développé aux dépens de la fraction argileuse.

Dans Moussey, depuis le carrefour où la D 49 tourne à droite pour quitter la vallée du Rabodeau, on peut apercevoir sur la gauche, entre les maisons, de grandes dalles de quartzites dévoniens inclinées à 60° ; c'est directement sur ce socle plissé, remonté par une faille tardive, que repose ici la Formation de Champenay, subhorizontale.

Arrêt n° 4 : Le Saulcy - Pont du Harcholet - (Carte géol. Saint-Dié) **Siltites lacustres de la Formation de Champenay**

Bien qu'actuellement de qualité assez médiocre cet affleurement présente un intérêt certain pour la discussion sur l'origine des Grès de Champenay, qui aura lieu au prochain arrêt distant de 5 km seulement à vol d'oiseau (Fig. 8).

Il apparaît en effet clairement ici que les grands faisceaux gréseux, qui constituent l'essentiel de la "formation" dans la localité éponyme, reposent sur d'épais dépôts argileux et silteux, finement laminés, sans traces de fentes de dessiccation, mais où s'intercalent de petits bancs sableux à rides d'oscillation. Tous ces caractères s'accordent bien avec un paléoenvironnement sédimentaire **lacustre**. Les deux faciès, entre lesquels on peut observer un passage relativement progressif, peuvent être intégrés dans une grande **séquence granocroissante**, évoquant un dépôt de type deltaïque.

La route monte ensuite jusqu'au village du Saulcy, où affleurent des alternances gréso-argileuses, à nombreuses traces d'émersion, qui surmontent ici les grands faisceaux gréseux. Après la traversée d'une petite dépression, où le socle est masqué par les alluvions récentes, elle rejoint la D 424, qui nous permettra d'atteindre le Col du Hantz.

De Belval au col la route longe d'anciennes exploitations de Grès de Champenay puis traverse la Formation de Saint-Dié. La descente offre de beaux points de vue vers le Nord : sur la **côte infra-triasique** (Buntsandstein inférieur et moyen du massif de la Chatte Pendue), vers l'Est : sur le massif plutonique du **Champ-du-Feu**, et vers le Sud sur la **dépression de Saales**, séparée du massif de Ban-de-Sapt par une faille tertiaire.

Arrêt n° 5 : Champenay - "Grande carrière" - (Carte géol. Saint-Dié)
Faisceaux géants du Grès de Champenay

Les carrières de Belval et Champenay sont célèbres pour leur grès rose en dalles, qui se rapproche, par son aspect, plus du Grès vosgien que des autres arénites permienne. Il se présente sous forme de **faisceaux tabulaires** de très grande taille (jusqu'à 8 m d'épaisseur), à litage oblique **fortement penté**, dont l'origine est encore discutée.

- La première hypothèse (Dubois et Dubois, 1955) envisageait un dépôt sous forme de **deltas lacustres** de "type Gilbert", comparables à ceux que l'on peut étudier dans les alluvions glacio-lacustres des Hautes Vosges. La **séquence granocroissante**, mise en évidence à l'échelle du bassin s'accorde bien avec cette interprétation (Fig. 8).

- La seconde (Hollinger, 1978), en revanche, interprète les Grès de Champenay comme d'anciennes **dunes éoliennes**, de type transversal. Parmi les principaux arguments qui plaideraient en ce sens peuvent être cités : l'excellent classement et la forte sphéricité des grains sableux (pratiquement exempts de micas), la nette différenciation de dépôts d'avalanche, et la présence de galets éolisés (*ventifacts*) dans les strates subhorizontales encadrant les bancs de grès.

Les études récentes ont apporté au certain nombres d'**éléments nouveaux** :

- Les dépôts d'avalanche sont ici **beaucoup plus grossiers** (≈ 1 mm) que ne le sont ceux des grandes dunes actuelles ($\approx 200 \mu\text{m}$).

- Les dépôts inter-avalanches, localisés vers la base des faisceaux, sont ici très mal classés (avec quelques micas) et non structurés, alors que dans les grandes dunes actuelles ils sont toujours constitués de "feuillets de translation ascendante subcritique".

- Les strates horizontales, intercalées entre les grands faisceaux, ne montrent aucune trace de dépôts "inter-dunaires" typiquement éoliens ; ils s'agit de dépôts exclusivement subaquatiques : brèches grossières et épais lits argileux à fentes de dessiccation.

- Les paléocourants de dépôts déterminés dans ces strates (grâce aux cupules en croissants et aux linéations), pratiquement identiques à ceux déduits des faisceaux sableux, et les surfaces internes de réactivation, parfois tapissées de galets, prouvent que les écoulements aqueux pouvaient passer par-dessus la crête des "dunes".

- Les directions de transport, déduites des faisceaux sableux, changent significativement d'un point à un autre en fonction de l'orientation de la bordure du bassin la plus proche ; ce ne devrait pas être le cas pour des dépôts éoliens.

L'interprétation la plus vraisemblable consiste donc à considérer les dépôts d'avalanche comme les témoins de **terrasses lacustres**, résultant du remaniement, par les vagues, de rides éoliennes résiduelles formées sur la grève. Les unités à stratification horizontale ou peu pentée, de même que les dépôts inter-avalanches, pourraient traduire un fonctionnement épisodique sous forme de **fan-delta** (Fig. 9).

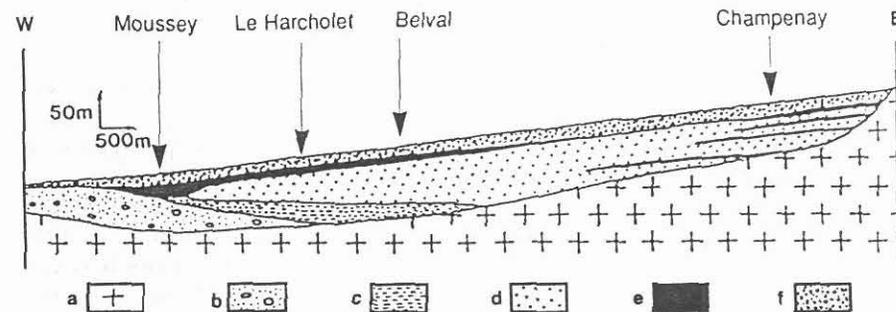


Fig. 8 - Coupe synthétique du bassin de Champenay (d'après Durand, Meyer et Ngos, 1987)

- a - Socle anté-permien
 b - Dépôts torrentiels d'origine méridionale
 c - Bottomset : siltites laminées
 d - Foreset : grands faisceaux à litage oblique
 e - Topset : grès conglomératiques
 f - Brèches de la formation de Saint-Dié

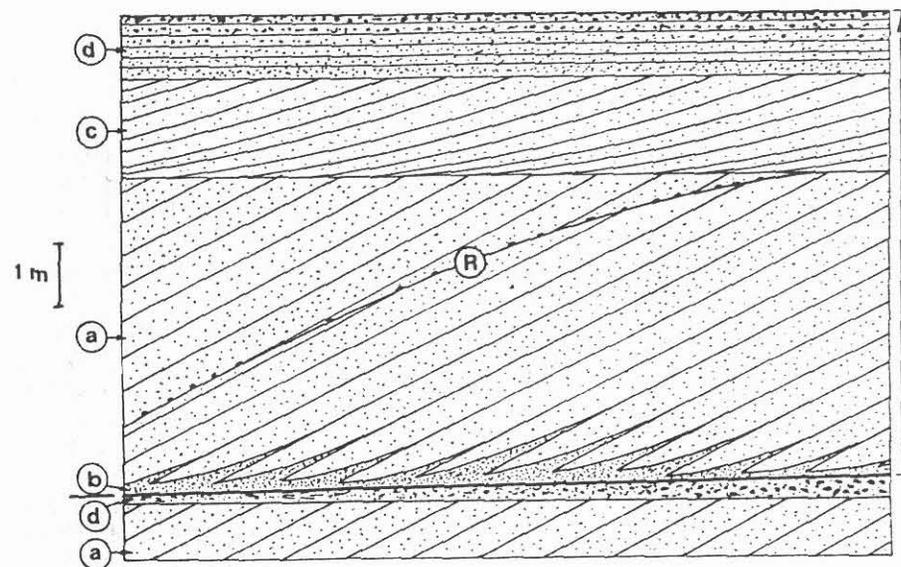


Fig. 9 - Schéma d'une séquence-type du secteur de Champenay.

- Terrasse lacustre : a - Dépôts d'avalanche b - Dépôts inter-avalanche
 c - Partie sous-aquatique d - Partie subaérienne
 Fan delta : R - Surface de réactivation

Les fluctuations de niveau du lac semblent avoir été principalement contrôlées par l'obstruction temporaire de l'exutoire à l'occasion d'apports torrentiels venus du Sud.

En quittant Champenay par l'Est, on arrive bientôt sur un bas plateau, correspondant à la **surface infra-permienne (Plaine)**, et dans lequel s'est encaissé le réseau hydrographique récent. De St Blaise-la-Roche à Urmatt, en passant par Schirmeck, l'itinéraire descend ensuite la riante **vallée de la Bruche**, qui entaille une série dévono-dinantienne complexe, en contournant le Massif du Champ du Feu.

Entre Urmatt et Oberhaslach, une rapide incursion dans le **champ de fractures de Saverne**, entre Vosges et plaine rhénane, permet d'apercevoir des bancs de Muschelkalk fortement basculés.

Arrêt n°6 : Oberhaslach - Carrière NW - (Carte géol. Molsheim) **Grès fluviaux de la Formation de Senones**

Cette carrière permet l'observation de la plupart des aspects que présentent les Grès de Senones. Le front de taille montre surtout une **stratification**, encore fruste, mais bien plus nette que dans les Arkoses de Saint-Dié, avec différenciation de niveaux microbréchiques, de bancs gréseux sans galets et de niveaux silteux assez épais.

Les grès grossiers, à quartz anguleux et nombreux feldspaths, montrent les **taches ferro-manganiques** qui caractérisent le *Tigersandstein*. Les siltites micacées laissent parfois apercevoir des traces de **bioturbation** (terriers cylindriques). Les grès fins présentent souvent des passées nébuleuses "**marmorisées**" : taches violacées liées à la recristallisation de l'hématite et taches jaunâtres liées à la présence d'un ciment dolomitique (susceptible d'incorporer une certaine quantité de fer ferreux). Cet aspect, tout à fait semblable à celui des "zones violettes" du Buntsandstein supérieur, implique des périodes d'hydromorphie dans l'histoire des paléosols semi-arides qu'ils caractérisent.

La D 218 remonte ensuite la vallée de la Hazel entre des reliefs très escarpés entaillés dans les **formations volcaniques acides du bassin permien du Nideck**. Peu à peu la route atteint le toit des dernières coulées, sur lesquelles reposent les Grès de Champenay (km 11), et d'où l'on peut profiter d'un point de vue remarquable. Après le Carrefour des Pandours commence la descente sur **Wangenbourg**, célèbre pour sa variété endémique remarquable de **pin sylvestre**. Un peu plus au Nord, les versants montrent une nette **zonation** : à la base s'étagent les prairies, entre les chalets, sur les Grès de Senones dont c'est l'apparition la plus septentrionale ; au sommet les sols pauvres et secs sur Grès vosgien sont abandonnés à la forêt.

Après l'ascension de la côte d'Obersteigen, l'itinéraire ne tarde pas à traverser les **collines sous-vosgiennes** du champ de fractures de Saverne afin de rejoindre la N4.

Arrêt n° 7 : Saverne - Rochers du Haut-Barr - (Carte géol. Saverne) **Passage du Grès vosgien au Conglomérat principal**

Les rochers du Haut-Barr, autour desquels fut édifié le *château fort* (du XIIe au XVIe siècle), offrent de magnifiques coupes tridimensionnelles de la partie terminale du Grès vosgien (dont la puissance totale atteindrait ici 330 m environ), et de la quasi-totalité du Conglomérat principal. C'est donc un endroit idéal pour montrer, de façon pratique, comment on peut retrouver l'**orientation des paléocourants de dépôt** (Fig. 10).

- Le **Grès vosgien** se présente ici sous son **faciès de chenal**. Il est surtout constitué de grands **faisceaux arqués**, qui sont interprétés comme des remplissages de cuillers d'érosion formées, entre des dunes hydrauliques, au front de barres sableuses. Sur un replat, leur orientation peut être déterminée directement (Fig. 11 : 6)

Le **caractère discontinu** de la sédimentation est souligné par des **surfaces de réactivation** (Fig. 11 : 1), traduisant une interruption de la progression de la barre, et par des alignements de galets argileux (**intraclastes**), très anguleux, à la base de certaines cuillers (2). Ces matériaux argileux ont décanté dans des flaques résiduelles, avant leur assèchement complet entre deux crues saisonnières ou occasionnelles.

L'**abandon progressif** du chenal, se traduit par le passage à des **faisceaux tabulaires** montrant une évolution stratodécroissante (3 et 5). Là encore, une **interruption notable de dépôt** est marquée par le remplissage (brèche intraformationnelle) d'un tout petit chenal. A l'extrémité du promontoire (8) la phase d'abandon s'achève par un niveau grés-argileux lité, où apparaissent de petits remplissages de **terriers**, décolorés, qui représentent une des rares traces de vie rencontrées dans le Buntsandstein moyen.

- Le **passage au Conglomérat principal** est ici plutôt **progressif**, comme le montre la muraille exposée derrière la chapelle (7) : ce poudingue peut être sommairement décrit comme "du Grès vosgien chargé en galets" (Perriaux, 1961). La nature des galets (quartz filoniens, quartzites et rares lydiennes) et leur morphologie (extrêmement émoussée) peut être étudiée le long de l'escalier (9) permettant d'accéder au sommet.

- Le **panorama** que l'on y découvre s'ouvre largement sur les collines sous-vosgiennes et la plaine d'Alsace. L'escarpement de la **Faïlle vosgienne**, qui limite le champ de fractures à l'Ouest, se suit très bien depuis Saverne jusqu'à Wangenbourg. La limite orientale : **Faïlle rhénane**, passe juste derrière le petit horst boisé du Kronthal (Buntsandstein), en plein SE. Entre celui-ci et la cuesta infra-liasique ceinturant la cuvette de Landersheim, on peut apercevoir au loin le clocher de la cathédrale de Strasbourg.

Nous regagnons la N 4 pour gravir le **Col de Saverne**, principal point de franchissement des Vosges depuis l'époque romaine, qui nous permet d'atteindre le plateau des Quatre-Vents, sur le Grès à Voltzia. Puis nous redescendons la série par

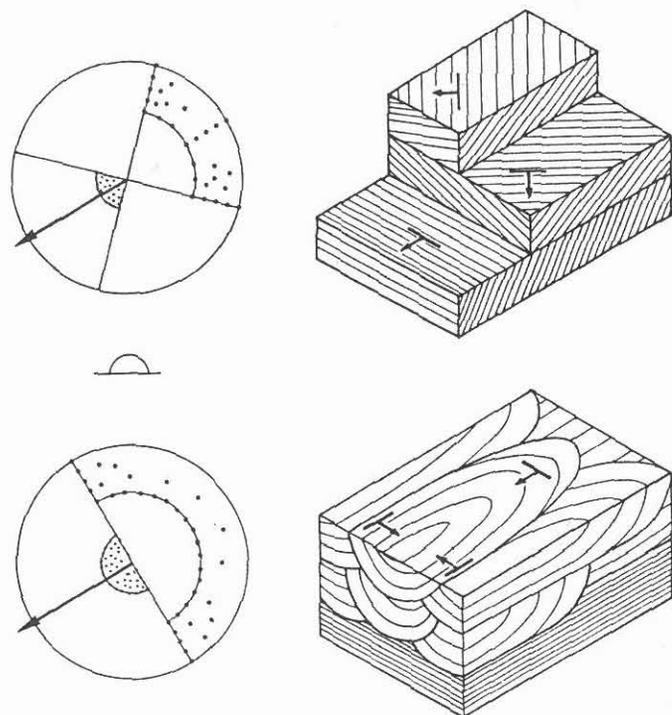


Fig. 10 - Recherche de l'orientation des paléocourants par analyse des litages obliques.

A droite : Blocs diagrammes des 2 principaux types de faisceaux à litage oblique
 A gauche : Steréogrammes correspondants (projection de l'hémisphère supérieur)
 En périphérie : Pôles des normales aux plans de litage
 Au centre : Pôles des lignes de plus grande pente

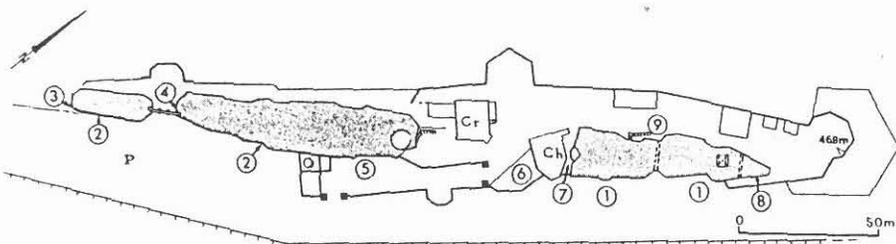


Fig. 11 - Plan des rochers du Haut-Barr et localisation des points d'observation

la D 122 pour rejoindre la vallée de la Zinsel, dominée par les falaises du poudingue triasique. C'est ensuite par la D 178, serpentant au milieu des forêts de sapin, que nous rejoignons le plateau à La Petite-Pierre (forteresse juchée sur un éperon de Conglomérat principal). A partir de là notre itinéraire se poursuivra sur le Buntsandstein supérieur et le Grès coquillier, dans un paysage vallonné qui a conduit à qualifier d'Alsace bossue, cette terre alsacienne sur le versant lorrain des Vosges. Les villages y sont dispersés au milieu des prairies, des cultures et des vergers.

Arrêt n° 8 : Petersbach - Carrière Reinberger - (Carte géol. Bouxwiller) Grès à Voltzia et Grès coquillier

Cette carrière présente le double intérêt de montrer l'anatomie des corps sédimentaires du Grès à meules et l'extrême variété des réalisations que permet cette matière première remarquable. Elle se caractérise en outre par une particularité assez rare : le Grès argileux n'y est pas représenté. Tandis que se déposait un peu partout, latéralement, le faciès typique, ce secteur était encore parcouru par un grand chenal fluvial.

- Le Grès à meules se présente en vastes lentilles qui peuvent être interprétées comme des barres sableuse sous-aquatiques. Lorsqu'elle est (faiblement) érosive sur un niveau argileux, leur semelle montre d'innombrables traces de courants (flutes, grooves, prods, bounces ...). Dans d'autre cas la partie basale montre une structure tantôt psammitique (à lits riches en muscovite et biotite verte), tantôt bréchique. Les éléments y sont exclusivement de type intraformationnel : débris de végétaux (dont la fameuse Voltzia), intraclastes argileux (vrais galets mous) ou dolomitiques. La majeure partie du corps gréseux montre de fines laminations horizontales à linéation de délit (excellents indicateurs d'un écoulement de haut régime). La séquence s'achève parfois par des faisceaux arqués de grande taille sur lesquels se développent des faisceaux plus petits, résultant de la migration de rides linguoïdes, souvent conservées.

- Le Grès coquillier constitue la découverte. Il est représenté par des bancs minces et réguliers, plus argileux ou dolomitiques, aux teintes bariolées délavées. Il repose sur le sommet du Grès à meules, où de nombreuses racines végétales ont laissé leur trace, par l'intermédiaire d'une surface à traces de courant. Le premier banc révèle déjà une abondante faune marine (Mollusques, Echinodermes, Foraminifères). Une foule d'organismes fouisseurs a bioturbé le sédiment, creusant parfois des terriers en U (Rhizocorallium) jusque dans le grès sous-jacent.

- Le travail de la pierre a beaucoup évolué depuis le début de l'exploitation en 1860 : les techniques d'extraction d'abord (tirs calculés pour éviter la fragmentation), les techniques de sciage également (au fil, au chassis, au disque diamanté), mais aussi les techniques de taille (le pistolet pneumatique est venu s'ajouter à la panoplie du tailleur).

Nous irons maintenant vers l'Ouest, à travers l'"Alsace bossue", jusqu'à la N61 qui attaque bientôt le front de la **Côte de Lorraine** (Muschelkalk), bien mieux marquée ici qu'à Azerailles. C'est sur son revers, anormalement penté, que nous rejoignons l'A 4 pour le chemin de retour, à Sarre-Union où commence la longue traversée (≈ 30 km) du **Synclinal de Sarreguemines**. Dès les environs de Sarralbe (exploitations du **gisement salifère du Muschelkalk moyen**), l'autoroute parcourt un paysage mollement ondulé, boisé et parsemé d'étangs, sur les Marnes irisées inférieures du Keuper.

Dès l'échangeur de Freyming, et jusqu'au-delà de celui de Saint-Avold, nous retrouvons le **Grès vosgien** sur le flanc sud de l'**Anticlinal sarro-lorrain**. Puis un parcours E-W va nous ramener à Metz au travers des auréoles triasiques et liasiques...

BIBLIOGRAPHIE

Arthaud F. et Matte Ph. (1977) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 9, 1305-1320.

Carasco B. (1897) - Les grabens stéphano-permiens de l'Est de la France. Evolution tectono-sédimentaire, développement des faciès lacustres carbonatés et sapropéliques. Thèse Univ. Strasbourg, 161 p., 23 pl.

Courel L., Durand M., Gall J.C. et Jurain G. (1973) - Quelques aspects de la transgression triasique dans le Nord-Est de la France - Influence d'un Eperon bourguignon. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 15, 5, 547-554.

Durand M. (1975) - Nature des colorations violettes et vertes de certains grès triasiques. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 280, (D), 2737-2740.

Durand M. (1978) - Paléocourants et reconstitution paléogéographique - L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, Nancy, 22, 4, 301-390.

Durand M. et Meyer R. (1982) - Silicifications (sifcrètes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 35, 1/2, 17-39.

Gall J.C. (1971) - Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges - Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 34, 318 p.

Gall J.C., Durand M. et Muller E. (1977) - Le Trias de part et d'autre du Rhin - Corrélations entre les marges

et le centre du bassin germanique. *Bull. BRGM*, sect. IV, 3, 193-204.

Hunter R.E. (1977) - Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 3, 361-387.

Grauvogel-Stamm L. (1978) - La flore du Grès à Voltzia (*Buntsandstein supérieur*) des Vosges du Nord (France) - Morphologie, anatomie, interprétations phylogénique et paléogéographique. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 225 p., 54 pl.

Hollinger J. (1970) - Beitrag zur Gliederung des Deckgebirges der Nordvogesen. *Z. deutsch. geol. Ges.*, Hanovre, 121 (1969), 79-91.

Hollinger J. (1978) - Sur la genèse du Grès de Champenay (Vosges septentrionales). *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 31, 2, 95-104.

Konrad H.J. (1971) - Über die Verbreitung von Unterem Buntsandstein in den Nord-Vogesen. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Wiesbaden, 60, 258-262.

Laubacher G. et von Eller J.P. (1966) - Contribution à l'étude géologique des dépôts permien du Bassin de Villé. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 2, 163-186.

Loungnon J. (1974) - Contribution à l'étude d'un gisement stratiforme de fluorine encaissé dans le Permien supérieur de la dépression de Saint-Dié (Vosges, France). *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 27, 3, 195-217.

Ngos III S. (1987) - Etude sédimentologique des bassins permien de Saint-Dié et Champenay (Vosges) - Paléogéographie et tectonique. Thèse Univ. Nancy I, 205 p.

Perriaux J. (1961) - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 236 p.

Avec la participation :

- Région Lorraine
- Conseil général de la Moselle
- Conseil général des Vosges
- Conseil général de Meuse
- Ville de Metz
- Ville de Montigny les Metz
- Ville de Nancy
- Comité Régional du Tourisme
- Comité Départemental du Tourisme
- Office touristique de Metz
- Office touristique de Nancy
- Banque Populaire de Lorraine (B.P.L.)
- Crédit Mutuel des Enseignants (C.M.E.)
- Electricité de France (E.D.F.)
- Gaz de France (G.D.F.)
- Entreprise PIERRON
- Les eaux minérales de VITTEL
- La brasserie Kanterbrau
- La société MICHELIN
- Association des Biologistes Luxembourgeois (A.BIOL.)
- Ecole Nationale du Génie Rural et des Eaux et Forêts (E.N.G.R.E.F.)
- Centre National de Formation Forestière de Velaine en Haye (C.N.F.F.)
- Le Parc Naturel Régional de Lorraine
- Le Parc Naturel Régional des Vosges du Nord
- Le Parc Naturel Régional des Hautes Vosges
- Chambre Départementale d'Agriculture de la Moselle
- Agence Nationale de gestion des Déchets Radioactifs (A.N.D.R.A.)
- Union Régionale des Industries de Carrière et Matériaux de construction de Lorraine (U.N.I.C.E.M.)
- Société A.G.E.S.S.A.

