

Les Rochers des Vosges Gréseuses



Réalisé par Jérôme REDLER
en 2004-2005

Introduction.....	4
Présentation.....	5
Localisation.....	5
Les données culturelles et historiques.....	6
Les conditions climatiques.....	7
Structure des rochers.....	9
Apparition du grès.....	9
Sédimentation.....	12
Erosion.....	16
Environnement écologique.....	18
Répartition des espèces.....	19
Implantation des rochers.....	19
Exemple d'un rocher de type 2.....	20
Peuplement végétal.....	23
Le Pin Sylvestre (<i>Pinus sylvestris</i>).....	23
La Doradille Lancéolée (dit "de Billot").....	24
Le Trichomanès remarquable.....	25
La mousse lumineuse (<i>Schistostega pennata</i>).....	27
Les Cladonies.....	28
Flore non spécifique.....	29
Peuplement faunistique.....	33
Le Lézard des Murailles.....	33
Les Chauves-souris.....	34
Le Hibou Grand Duc.....	36
Le Faucon Pèlerin.....	37
Faune non spécifique.....	41
Fréquentation des rochers de grès.....	43
Environnement socio-économique.....	43
Environnement touristique.....	43
Impact du tourisme.....	45

Mesures de protections.....	46
Un écosystème à part.....	50
L'avenir des rochers	53
Lexique.....	54
Bibliographie.....	56
Remerciements	56
Annexes	57
Carte du Parc naturel régional des Vosges du Nord	58
Carte géologique partielle des Vosges	59
Echelle des temps géologiques.....	60
Histoire géologique de l'Alsace en onze tableaux illustrés	61
Coupe lithologique du Trias de l'Est de la France	65
Cycle biologique des mousses	68
Cycle biologique des fougères.....	66
Description des lichens.....	68
Extraits de la Charte pour la pratique de l'escalade sur les rochers des Vosges du Nord.....	70

Structure des rochers

Apparition du grès

Naissance d'une fausse montagne

Les Vosges Gréseuses sont des montagnes modestes, puisque leur point culminant atteint 1010 m au Rocher de Mutzig et que la valeur moyenne en allant vers le Nord est plutôt de 500 m. Géologiquement, elles sont assez particulières car se sont en effet de fausses montagnes, qui ne sont pas dues à une compression, mais, au contraire, à une sédimentation de sable et un étirement de la croûte terrestre. On y trouve bien les restes d'une vraie chaîne de montagnes, mais il s'agit de la vieille chaîne hercynienne*. Celle-ci s'est édifiée dès la fin de l'ère Primaire et a ensuite été aplanie puis recouverte au cours de l'ère Secondaire par des alluvions et des sédiments marins entre -200 à -150 Millions d'années. C'est seulement au cours de l'ère Tertiaire qu'elle a été exhumée à -35 millions d'années, les Vosges ont commencé à être soulevées, dû à la formation des Alpes, et attaquées par l'érosion. La plaine d'Alsace commence son effondrement qui s'arrête vers -23 Millions d'année. Actuellement, le climat a ralenti les phénomènes d'érosion.

Résumé des étapes de création du massif des Vosges (voir Annexes 2-3-4) :

- -1 milliard d'années
Cette époque est encore mal connue. Il aurait peut être existé un océan avec de la vase et du sable. Des éruptions volcaniques ont lieu sur la région.
- -310 à -295 millions d'années (Carbonifère)
La chaîne de montagne hercynienne se forme de l'Angleterre à la Hongrie. Elle est constituée de granite.
- -295 à -240 millions d'années (Permien)
Le climat est chaud et aride. L'érosion importante va entièrement démanteler la chaîne hercynienne. Le paysage ressemble à un désert de sable avec des dunes. Ce sable constituera plus tard le grès.
- -240 à -205 millions d'années (Trias)
La partie Est s'effondre et devient la Mer Germanique vers laquelle afflue des fleuves provenant de la région parisienne. Du sable et des galets sont alors charriés par des fleuves et torrents. Le sable fin formera le grès Vosgien, le mélange avec les galets le conglomérat et le sable mélangé à de l'argile le grès à Voltzia.
- -205 à -135 millions d'années (Jurassique)
La mer recouvre maintenant toute la région. Des dépôts sédimentaires coquilliers s'effectuent au fond de la mer qui donneront le calcaire.
- -135 à -46 millions d'années (Crétacé)
La mer se retire. L'érosion commence.
- -46 à -23 millions d'années (Eocène Oligocène)
Les Vosges se distendent et le fossé rhénan s'affaisse en même temps. Les Alpes se soulèvent et par contre coup les Vosges et la Forêt Noire aussi mais plus au Sud qu'au Nord.
- -23 à maintenant
L'érosion est importante grâce à des climats froids et arides qui se succèdent. Le granite hercynien affleure sur les Hautes Vosges.

Naissance d'une roche

Le grès est constitué essentiellement de deux catégories de minéraux, du quartz et des feldspaths, associés à de rares micas. Il s'agit d'un ensemble de minéraux qui naissent normalement dans les profondeurs de l'écorce terrestre où ils participent à la formation de roches grenues* comme les granites. En définitive, c'est l'altération et la destruction de roches granitiques préexistantes de la vieille chaîne hercynienne qui se trouve à l'origine des grès. Les grès sont appelés, dans ce cas, roches détritiques*.

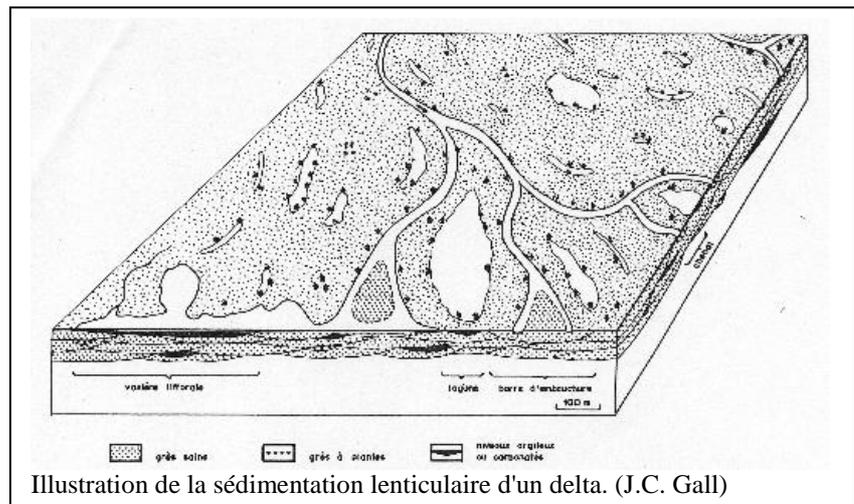
A l'époque du Trias, les eaux, qui circulent au travers des alluvions et des grains de sable, déposent un ciment siliceux qui contribue à l'induration du matériau, c'est à dire à la transformation des sables en grès. De la même manière se met en place le pigment rouge, un oxyde de fer, responsable de la coloration du grès. En effet, l'altération de minéraux initialement riches en fer comme le mica noir ou la magnétite, libère leur fer qui migre vers les grains voisins et les teintes d'une fine pellicule rose lorsque le milieu est bien oxygéné. C'est le phénomène de rubéfaction*, un processus qui se produit tout au long de l'enfouissement du sédiment.



Maintenant on observe des niveaux de grès encore gris tandis que d'autres ont déjà viré au rose où ont des teintes panachées, c'est qu'ils ont manqué d'oxygène au moment de leurs formations (eau stagnante par exemple). C'est pour cette raison que les formations gréseuses sont nommées en Europe Buntsandstein, c'est à dire "grès bigarrés".

Les géologues rapportent le Buntsandstein au début de l'ère secondaire, à une période de l'histoire de la terre appelée Trias inférieur entre -250 et -240 millions d'années. Les sables associés à des galets parcourent notre région dans des grands fleuves vers la mer Germanique. Ces grès correspondent à d'anciens bancs d'alluvions déposés dans des cours d'eau lors des crues. Les galets sont semblables à ceux que l'on trouve dans les torrents de montagne aujourd'hui.

La chaîne hercynienne devait sûrement ressembler aux Alpes actuelles et c'est par l'érosion qu'elle a été entièrement démantelée. Dans les Vosges du Nord, l'épaisseur de grès atteint 600m et dans le nord de l'Allemagne 1000m. On mesure ainsi l'impressionnante quantité de volume des matériaux déplacés. Ils impliquent l'existence à certaines époques de reliefs pourvoyeurs vigoureux. Notre région ressemblait à un vaste delta avec des grands fleuves et rivières.



Les différents grès du Trias inférieur

Près de 300 millions d'années se sont donc écoulées depuis l'édification de la chaîne hercynienne. L'épaisse formation de grès, qui résulte de son érosion, est caractérisée par une succession de périodes, où les conditions de sédimentations diffèrent. La série du Buntsandstein est essentiellement constituée par des grès rouge sombre à l'état humide ou rose à l'état sec.

- **Le Buntsandstein inférieur : Le grès d'Annweiler**

Il couvre de grandes étendues dans le Palatinat Allemand. Des formations de grès de même âge se rencontrent également dans la région de Saint-Dié et sont connus sous le nom de grès de Senones. Il est rouge violacé et friable. La présence de passées carbonatées, indication d'un confinement du milieu aquatique, et celle de nombreux terriers d'animaux fouisseurs évoque les étendues d'eau temporaires de la région où le climat est aride.

- **Le Buntsandstein moyen : Le grès Vosgien**

Localement l'épaisseur est de 300m pour ce grès de couleur lie de vin nuancé en rouge brique, blanche ou jaune. Il constitue l'ensemble de la base des rochers des Vosges du Nord. Il consiste en un grès grossier, de grains de quartz avec une proportion assez variable de feldspaths (5 à 25%). Les grains sont de formes très arrondies et enduites d'un pigment ferrugineux. La cimentation s'est faite par nourrissage des grains, soit du grain entier, soit par des excroissances en fins éléments microscopiques cristallisés (cristallites) formant des ponts entre les grains. Des galets durs de quartzite grise et de quartz filonien blanc sont disséminés. Son mode de gisement illustre les multiples aspects de la dynamique d'une plaine alluviale où des cours d'eau divagants érodent ou déposent des alluvions sableuses. Les dépôts grossiers vont dans les chenaux et la décantation des particules fines au niveau des plaines d'inondation (voir chapitre sur la sédimentation).

On remarque que le façonnement de certain galet résulte d'un long travail d'abrasion par le vent chargé en grains de sable. Le climat était sûrement aride durant cette période.

- **Le conglomérat principal**

Dans tout le massif Vosgien, les grès Vosgiens sont surmontés par le conglomérat principal aussi appelé Poudingue de Sainte Odile. L'épaisseur est en moyenne de 15m et il affleure souvent en corniches rocheuses ou en de vastes rochers couronnant les collines (exemple du Sainte Odile, Haut Barr ou Dabo). Il est très grossier et très chargé en galets de quartz (60 à 70%) et de quartzite (30 à 40%) dont la taille moyenne est de 2 cm.

Sa mise en place a nécessité des courants très forts. Il est constitué soit de bancs lenticulaires de poudingue, soit par une succession irrégulière de bancs de poudingue et de bancs de grès reflétant l'alternance de courants faibles et de courants forts. Des orages violents peuvent aussi contribuer à un charriage important de galets sur des zones. La stratification est généralement oblique ou entrecroisée et les bancs de poudingue apparaissent comme le remplissage de chenaux fluviaux ravinant, larges de quelques dizaines de mètres (voir chapitre sur la sédimentation).

Le conglomérat principal est surmonté de la "zone limite violette". Cette partie de grès violacé renferme des concrétions carbonatées et siliceuses comme le vestige d'un ancien sol. Elle est peu épaisse et mal connue.

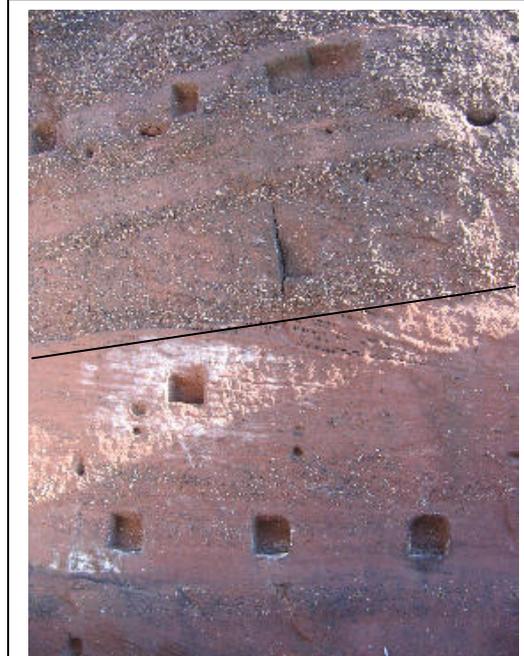
- **Le Buntsandstein supérieur : Les couches intermédiaires**

D'une épaisseur de 80m environ, ces grès deviennent plus fins et les intercalations argileuses gagnent en importance. Il est d'une teinte rouge sombre à lie de vin et les galets disséminés sont beaucoup plus petits que ceux du grès Vosgien ou du conglomérat. La stratification est horizontale, oblique ou entrecroisée. Il dénote alors une diminution des cours d'eau qui déplacent désormais des alluvions moins grossières. Les témoignages de l'activité biologique y deviennent également plus sensibles. Le climat a donc perdu son caractère aride et la région ressemble plutôt à des marécages ou les flaques d'eau plus étendues persistent plus longtemps.

- **Le Buntsandstein supérieur : Le grès à Voltzia**

L'épaisseur de cette couche de grès avoisine les 20m par endroit, il est aussi appelé :

- "grès à meules" pour sa partie inférieure de couleur gris à rose et
- "grès argileux" pour sa partie supérieure de couleur rouge ou bariolé vert et gris.



Superposition nette du grès Vosgien et du conglomérat au château du Haut-Barr.

Il est très riche en reste de plantes comme les conifères (genre *Voltzia*) et il comporte un grain fin. On reconnaît comme pour le grès Vosgien les deux catégories de dépôts typiques d'une plaine alluviale, ceux des chenaux fluviaux et ceux de la plaine d'inondation malgré le fait que les plages et le littoral de la mer Germanique soit proche. La stratification est oblique à horizontale.

Son grain fin et son manque de galet lui donne des facilités pour la taille, et la cathédrale de Strasbourg en est une remarquable illustration.

Petit à petit les niveaux carbonatés deviennent de plus en plus importants et la faune s'affirme typiquement marine. Beaucoup de fossiles sont emprisonnés dans cette couche de grès constitué de batraciens et de débris végétaux. Le grès devient jaunâtre, il est friable et peu épais (20cm), on l'appelle le grès coquillier. La mer a alors envahit le delta. C'est la fin de la formation des grès, maintenant durant le Trias moyen, ce sont les calcaires du Muschelkalk qui vont se former.

La superposition des couches de grès est représentée, en annexe 5, sur la coupe lithologique simplifiée du Trias de l'Est de la France. Sur le tableau ci-dessous on voit l'empilement des différents grès durant 5 Millions d'années sur notre région.

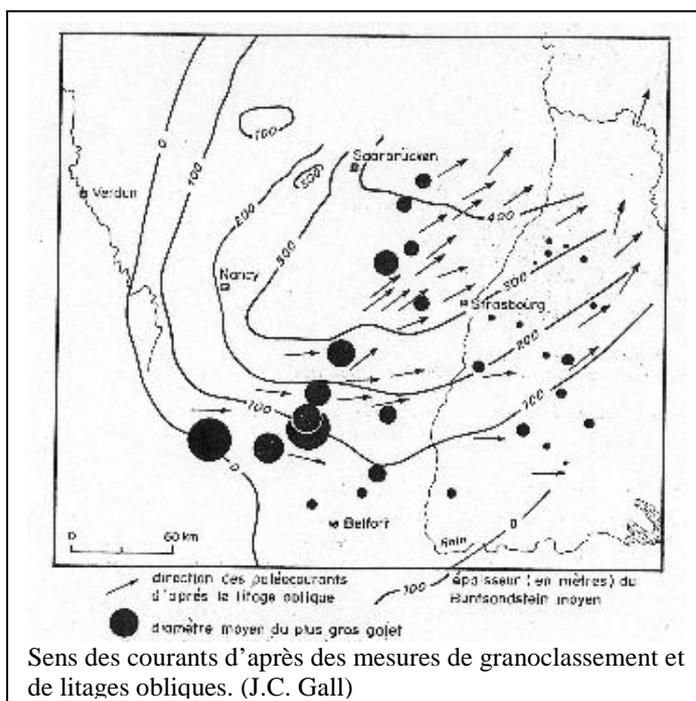
Trias Inférieur	BUNTSANDSTEIN	Supérieur	Grès à <i>Voltzia</i>	- 240 Millions d'années	
			Couches Intermédiaires		
		Moyen	Zone violette		
			Conglomérat principal		
			Grès Vosgien		
		Inférieur	Grès d'Annweiler		- 245 Millions d'années

Les rochers de grès des Vosges du Nord sont plutôt dans la partie Grès Vosgien alors que les hautes Vosges Gréseuses sont dans le conglomérat. Le château du Haut Barr, à Saverne, comporte sa partie supérieure en conglomérat et la base du rocher en grès Vosgien.

Sédimentation

Les sédiments détritiques, grains de quartz et de silice, ont parcouru une grande distance pour certains avant d'être immobilisés. Ce transport prolongé, dans des eaux de rivières et torrents, a arrondi des formes et des reliefs à tous ces matériaux. La taille moyenne des galets contenu dans le grès diminue du SW du massif Vosgien au NE et de l'Ouest vers l'Est. Sachant que les galets les plus gros se déposent au pied des reliefs tandis que les plus petits sont entraînés plus en aval, on en déduit que les reliefs de montagne étaient situés au niveau du bassin Parisien.

Notons que la couche de dépôts sédimentaires diffère selon que l'on se trouve dans les courbes de rivières, les fonds ou les bords de chenaux, les berges ou les plaines d'inondations.



o Les chenaux fluviaux

A l'affleurement, les bancs de grès Vosgien apparaissent comme des corps lenticulaires (ou cuvettes) de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur pour une extension horizontale pouvant dépasser la centaine de mètres. Au sein des bancs, le litage* oblique témoigne du transport des sables et galets de l'amont vers l'aval. Ces caractères sont ceux des bancs d'alluvions déposés dans les chenaux des cours d'eau lors des crues.

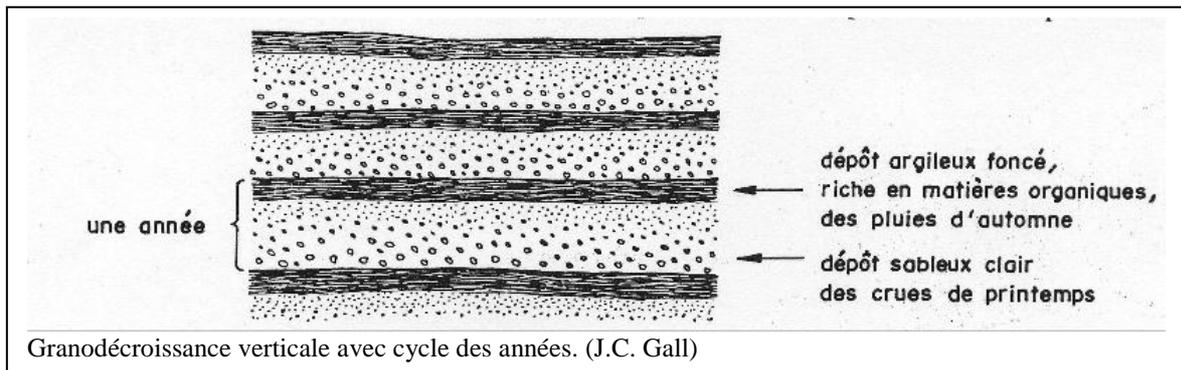
o La plaine d'inondation

Des intercalations de grès argileux et de niveaux d'argile brune impliquent le dépôt de matériaux plus fins dans des étendues d'eau calmes situées à l'écart des forts courants. C'est souvent dû au débordement des cours d'eau. Des fentes de dessiccation* attestent de leur caractère temporaire. A l'occasion d'une crue, les niveaux argileux sont érodés et emportés facilement. Ce remaniement se retrouve alors emballé dans les bancs de grès sous forme d'un galet mou couleur chocolat par exemple.

Les galets

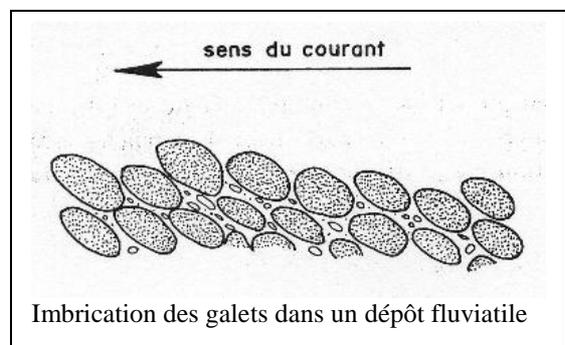
Les galets ont une forme sphérique mais pas vraiment parfaite. En milieu marin, les galets sont bien émoussés et comportent un aplatissement qui est plus important qu'en milieu fluvial. Dans les cordons littoraux, la surface des galets présente des marques de chocs en arc de cercle. Si le vent a façonné les galets, ils présentent alors des surfaces séparées par des arêtes. Ce sont les "windkanter" que l'on peut observer dans les déserts actuels.

La disposition des galets dans les couches sédimentaires, ou **granoclassement**, donne une indication sur



l'évolution énergétique des fleuves de l'époque. Si l'importance du courant fluvial diminue progressivement, il s'effectue un classement des particules transportées : les gros galets en dessous, les plus petits au dessus. Ce granoclassement peut être croissant ou décroissant et se repère facilement à l'œil nu car il induit un changement de coloration dans le rocher.

Lors de leurs déplacements, les galets s'orientent dans le sens du courant. En milieu fluvial, les grands axes des galets se disposent parallèlement ou perpendiculairement à ce sens alors que sur les rivages ils s'alignent parallèlement. En général, ils s'ancrent dans les sédiments avec la partie la plus grosse vers le bas. Leur mise en place les uns par rapport aux autres, ressemble souvent aux tuiles d'un toit (J.C. Gall) et peut s'observer facilement sur le terrain.

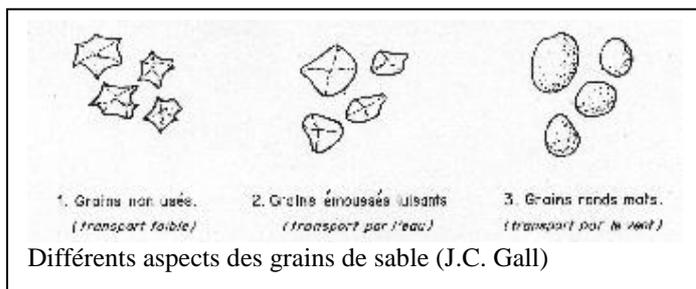


Les sables

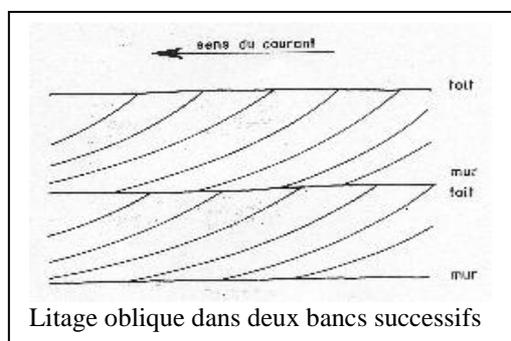
Dans les conditions de sédimentation des Vosges Gréseuses, l'étude des formes et de l'aspect des grains de sables (la morphoscopie) renseigne sur les conditions de transport.

On peut distinguer trois catégories de grains de quartz d'un diamètre supérieur à 0,5mm :

- Type 1 : Des grains non usés : ils ont subi un transport faible ou nul,
- Type 2 : Des grains émoussés luisants : ils ont été transporté par l'eau,
- Type 3 : Des grains ronds mats : ils ont été transporté par le vent.



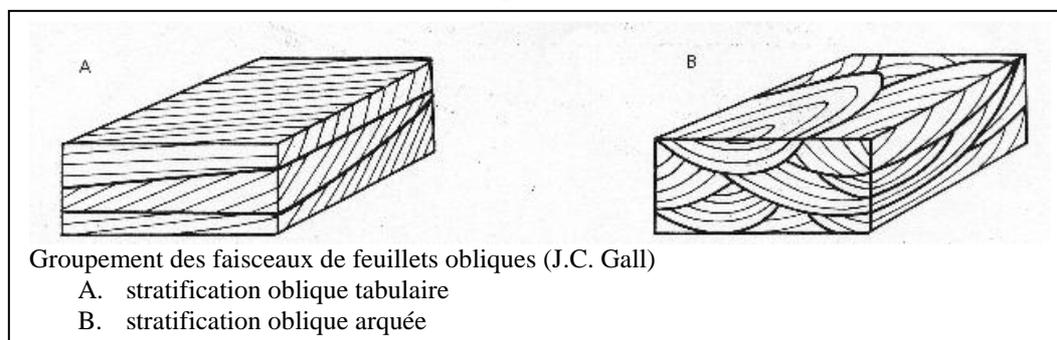
Sur nos rochers, il est difficile d'observer à l'œil nu ces différences mais nous pouvons affirmer, après observation à la loupe, que le sable est de type 2.



Chaque période de sédimentation peut se lire sur le rocher par des **strates** (ou bancs). Les affleurement rocheux étant pratiquement tous verticaux, ils se prêtent ainsi très bien à l'observation de la stratification (ou stratonomie*). La stratification est la disposition des dépôts sédimentaires en couches distinctes. Ces strates comportent des structures géométriques apparentes à l'intérieur des bancs de sédimentation, c'est le **litage**. Celui-ci se produit au cours des dépôts sédimentaires et est fonction des conditions de transport.

Dans notre région, la stratification est principalement **lenticulaire** et non plane ou parallèle. Chaque banc correspond à une lentille de taille variable (quelques centimètres à plusieurs mètres), étant la preuve que le charriage des matériaux s'est effectué à travers des chenaux fluviaux.

La fluctuation des vitesses de sédimentation ou la modification de la nature des dépôts induits des successions de feuillets sédimentaires appelées **lamine**. Celles-ci superposées constituent le litage, qui est toujours d'origine mécanique et réalise souvent un granoclassement. Le litage oblique s'observe très bien sur nos rochers de grès, le litage horizontal un peu moins. Il forme des angles aigus avec la surface des bancs. On peut déduire de cette observation le sens du courant, car les lamines plongent toujours vers l'aval. Dans les Vosges Gréseuses le pendage est Est ou Nord Est de façon systématique.



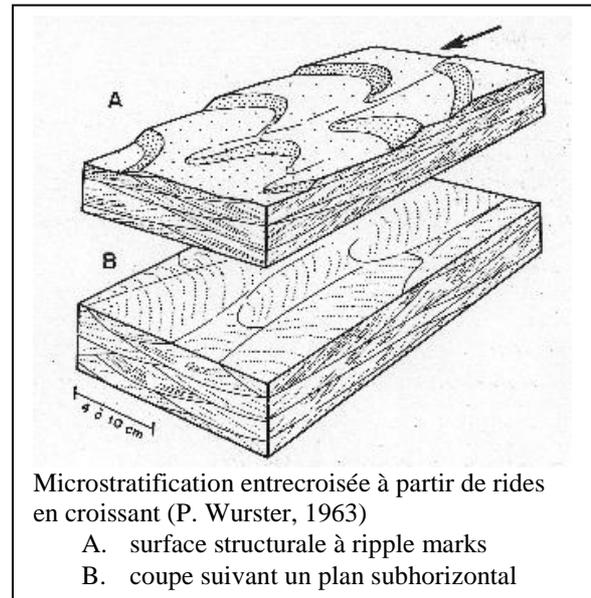
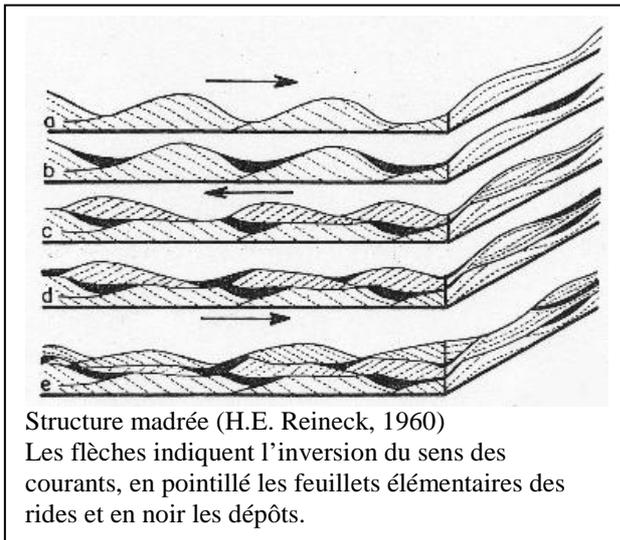
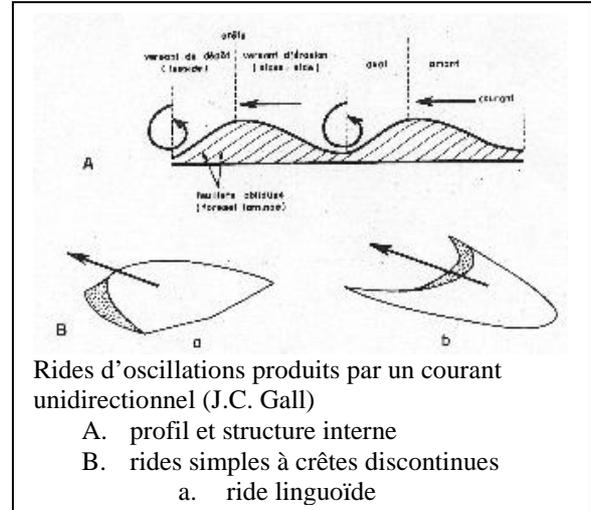
Le litage est aussi induit par le phénomène de rides d'oscillations (voir plus loin) qui se répètent de façon rythmique. Le litage peut être simplement oblique de petite taille, en forme de lentille, ou alors, présente des lamines entrecroisées de grandes amplitudes.

Dans ce cas, les faisceaux de lamines résultent :

- soit de déplacement de barres sous aquatiques, c'est la stratification oblique tabulaire,
- soit de la progression de grandes rides ou de dunes, c'est la stratification oblique arquée.

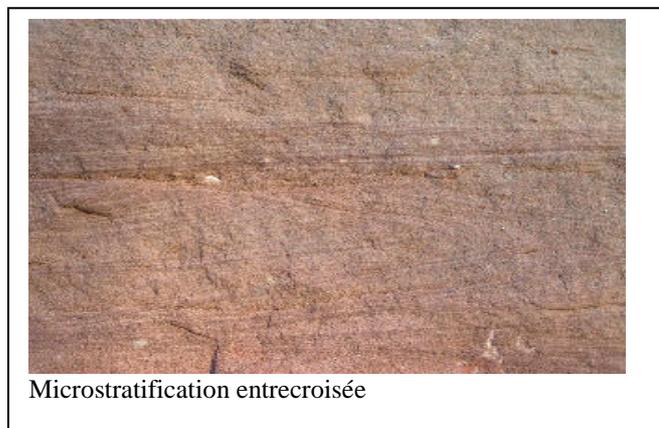
Les **rides** (ou ripple marks) se développent à la surface des sédiments dans les fonds de rivières ou de torrents calmes. On distingue ainsi une onde, de longueur variable, caractéristique des fonds de rivières, rides de courants, ou des berges, rides d'oscillations.

- Les rides d'oscillations naissent dans des eaux peu profondes où la houle exprime des mouvements oscillatoires, elles ont un profil symétrique.
- Les rides de courants sont liées au transport des particules sédimentaires. Elles ont un profil asymétrique et indique le sens du courant de leur côté le plus abrupt. Les crêtes sont perpendiculaires au sens du courant. Ce phénomène peut aussi se réaliser par un transport éolien, à la différence que les particules transportées par le vent restent sur la crête. La succession et l'empilement des champs de rides sont à l'origine des structures madrées et de la stratification entrecroisée.



On peut observer des rides de courants sur les dalles au Kronthal ou sous les toits des rochers. Par contre la stratification entrecroisée peut être vue facilement sur toutes les surfaces verticales de grès Vosgiens ou conglomérats.

Les rides d'oscillations peuvent donner naissance à la **structure madrée**. Le principe est qu'à chaque moment d'eau calme des rides d'oscillations se forment. Lorsque qu'une nouvelle agitation fluviale survient, de nouvelles rides s'empilent sur les précédentes mais en leurs coupant une partie de leurs crêtes et en comblant de sables fins le fond des rides précédentes (en noir sur le schéma). Ce type de stratification oblique est beaucoup plus complexe à interpréter sur le terrain mais présente une grande originalité dans les formes.



Socle de grès Vosgien avec strates et litage oblique, partie supérieur en conglomérat.



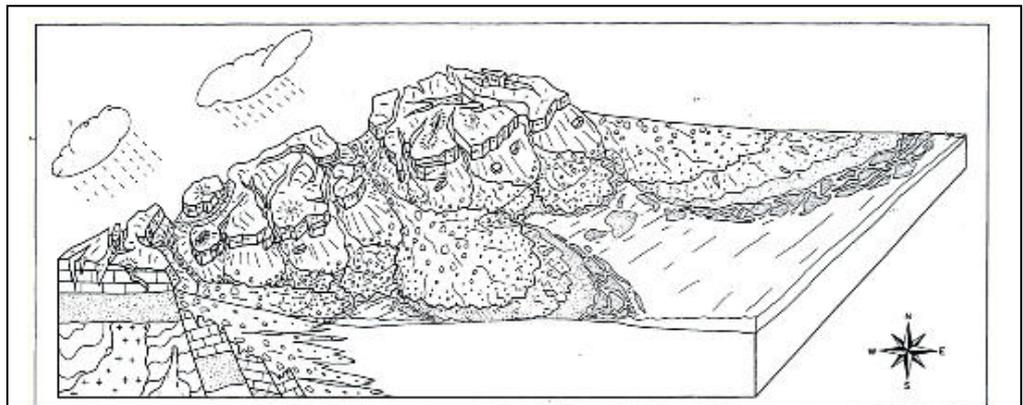
Limite de banc

Litage oblique

Stratification entrecroisée

Erosion

Les grès sont des sables indurés*. Sous l'action des intempéries, ils s'altèrent, s'effritent et se décomposent en sable. Durant l'ère tertiaire, et principalement à l'Oligocène (-34 Millions d'années), le massif Vosgien en cours de soulèvement, dû à la compression des Alpes, se trouve exposé à d'importants phénomènes d'érosion. Des glaciers importants se forment durant les différentes périodes de glaciation. L'épaisse couverture sédimentaire mise en place durant l'ère secondaire, au Jurassique et Trias, est quasiment déblayée. C'est d'abord la couche des Calcaires qui disparaît totalement sur la zone de soulèvement des Vosges puis les grès seulement sur les crêtes les plus hautes. L'érosion se révèle en effet plus active sur les sommets les plus élevés où le vieux socle de la chaîne hercynienne (granite) se retrouve à nu. Tout ces matériaux sont entraînés vers les rivages du lac qui occupe le fossé rhénan : ce sont les conglomérats **côtiers**. Dans les Vosges du Nord, le relief moins accentué a momentanément stoppé l'érosion au niveau des grès du Buntsandstein.



Erosion par l'eau de pluie à travers les failles et diaclases (P. Düringer)

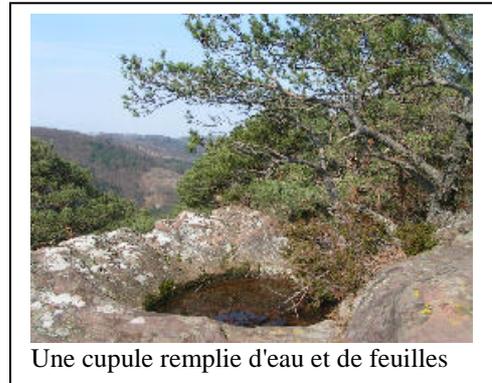
Démantèlement du massif

Les mouvements géologiques de la déformation des Vosges, ont provoqué de nombreuses fractures au sein des grès. Des compartiments entiers se sont séparés provoquant des **failles** ou simplement des diaclases*. C'est à travers ces zones de faiblesse dans les masses rocheuses que l'eau de ruissellement s'infiltré et agrandit les fissures au cours du temps. Sur les sommets, des pans entiers de rochers se détachent et dévalent les pentes. On retrouve leurs vestiges dans la forêt encore maintenant comme de petits rochers isolés. Au sommet, les compartiments de grès restent encore en place ce qui forme aujourd'hui encore de magnifiques pitons ruiniformes. Les parois sont verticales ou même surplombantes et comportent en général à leurs sommets une dalle de conglomérat.

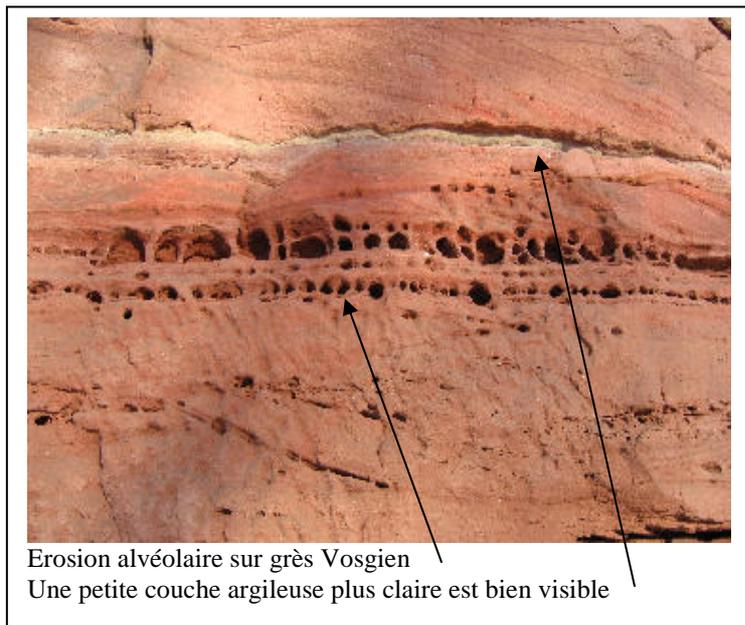
Le conglomérat principal comporte un ciment purement siliceux ce qui le rend insoluble et très peu perméable. Par contre le grès Vosgien contient du carbonate de calcium, en plus de la silice, ce qui le rend plus soluble et perméable. Ainsi le conglomérat présente une résistance à l'érosion beaucoup plus importante que le grès Vosgien. La succession verticale de ces deux catégories de dépôts est à l'origine de rochers pittoresques en forme de **champignons**. La base est ainsi creusée plus facilement et parfois on se demande comment certains rochers peuvent encore tenir en équilibre. Ce phénomène d'érosion est encore accentué par l'humidité stagnante à la base des rochers ou par capillarité qui, associé à la gélifraction, favorise sa décomposition. Le vent s'engouffre aussi de façon plus violente à la base des rochers et déplace d'importantes particules abrasives. Enfin, l'acidité de la terre végétale doit encore accentuer ce phénomène d'érosion.

A la surface des dalles de grès on peut parfois observer des cuvettes ou **cupules**. Ce sont des dépressions hémisphériques de plusieurs centimètres de diamètres voir presque un mètre pour certaines. Leur origine n'a rien d'artificielle, contrairement aux idées véhiculées pour alimenter les légendes ou autres comtes de fées. Elles sont naturelles, car ce sont des concrétions sphériques riches en carbonate de calcium qui se dissolvent au contact de l'eau.

Les grains de sables sont ainsi libérés plus rapidement formant comme un trou dans les rochers. Le phénomène d'érosion ensuite s'amplifie car la végétation stagnante à l'intérieur, comme les feuilles mortes ou aiguilles de conifères, génère de l'acidité.



Une cupule remplie d'eau et de feuilles



Erosion alvéolaire sur grès Vosgien
Une petite couche argileuse plus claire est bien visible

Dans les parties verticales ou surplombantes des parois, une érosion spectaculaire donne naissance à des sculptures en nid d'abeille. Cette érosion **alvéolaire** se situe en face Sud Ouest dans une partie des rochers souvent plus tendre ou plus friable. Les alvéoles peuvent avoir des diamètres de plusieurs centimètres. Il s'agit d'une altération du rocher sous l'effet des agents atmosphériques. Le vent, le soleil et l'humidité peuvent avoir pour effet de favoriser l'érosion à des endroits plus faibles du rocher. Des études approfondies doivent encore s'effectuer pour pouvoir expliquer scientifiquement se phénomène spectaculaire.