

ASSOCIATION VENDEENNE DE GÉOLOGIE

Bulletin annuel

Directeur de la publication Hendrik VREKEN Rédacteur Hendrik VREKEN Maquette, illustration et mise en page Jean CHAUVET, Hendrik VREKEN Photographies Patrick BOHAIN, Catherine et Jean CHAUVET, Alain DURET, Dominique LOIZEAU, Josiane VREKEN Comité de lecture Patrick BOHAIN, Alain DURET, Pierre GIBAUD, Françoise GUICHARD, Dominique LOIZEAU, Michel ROUET, Josiane VREKEN Illustrations de la couverture Première de couverture - <i>Plage des Grands-Sables - Île de Groix (56)</i> - <i>Micaschiste à grenat, glaucophane et chloritoïde - Île de Groix (56)</i> - <i>Stipe de Lépidodendron - Les Malécots - Chaufonds-sur-Layon (49)</i> - <i>Moule externe d'Ammonite - Carrière de La Jaudonnière (85)</i> Quatrième de couverture <i>Groupe de l'AVG à l'Île de Groix</i> Dépôt légal - 1^{er} trimestre 2026 Tirage - 80 exemplaires Imprimerie - Pixartprinting.fr  Association Vendéenne de Géologie Le Potager Extraordinaire de Beautour - Curzais 85 000 - LA ROCHE-SUR-YON E-mail : avg85@laposte.net Site : avg85.fr	Sommaire Sortie dans la région de Chaudefonds-sur-Layon avec Yves Hardouin et Fabrice Redois 2 Sortie dans la région de Brissac-Quincé (Contact Massif Armoricaire - Bassin Parisien) avec Fabrice Redois 38 Sortie sur l'Île de Groix avec Gaston Godard et David Boudeau 66 Sortie dans la carrière de La Jaudonnière avec Patrick Bohain et visite de la collection de minéraux et fossiles de Alain Duret 103 TP « Géotechnique » 124 avec Quentin Gauthier et Bastien Casseron TP « Volcanisme des zones de subduction » 127 avec Dominique Loizeau et Hendrik Vreken Hommage à Gilbert Bessonnat 129 <i>Toute reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'AVG, est illicite. (Loi du 11 mars 1957, alinéa 1er de l'article 40)</i>
---	---

Sortie dans la région de Chaufefonds-sur-Layon

avec Yves Hardouin

Professeur de SVT et webmaster de la chaîne « GÉO Logique »

et Fabrice Redois

Maître de conférences en Géologie à l'Université d'Angers

Dimanche 30 mars 2025



Yves Hardouin (à gauche) et Fabrice Redois (à droite)

Arrêt 1 : La tranchée des Malécots

Nous y avons passé toute la matinée (3 h 30 environ).

La démarche préconisée par nos encadrants et guides, Yves Hardouin et Fabrice Redois, bien en amont de la sortie, était de placer les participants de l'AVG en situation de découverte et par conséquent de les confronter aux réalités du terrain : décrire l'affleurement dans sa globalité (et pourquoi pas dessiner ou peindre), mesurer ce qui peut être mesuré (utilisation de la boussole, de l'inclinomètre avec téléchargement sur portable de sites dédiés,...), identifier la ou les roches présentes (dureté, test à l'acide ou à l'eau oxygénée) pour, au final, émettre des hypothèses, les valider ou les infirmer après discussions et échanges, et enfin essayer de reconstituer tout ou partie de l'histoire géologique du site.

Les participants étaient par conséquent équipés de leur matériel et ceux qui connaissaient déjà le site étaient bien évidemment priés de se taire !

Pour ce faire, le groupe de l'AVG a été divisé en 7 équipes et, sur le principe d'un TP tournant, chaque équipe était invitée à visiter et décrire les 7 spots de la tranchée signalés par des cartons.

Durée des observations : 2 h 30



La tranchée des Malécots

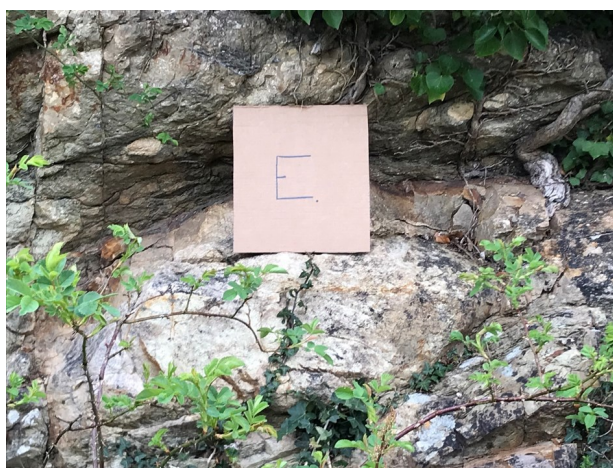
*Longueur : 150 m environ pour une largeur moyenne de 16 m
(21 m au portail d'entrée, 13 m au fond)*

À la fin des observations, les copies sont ramassées ... ! Après mise en commun, formulations d'hypothèses, discussions, a été procédé un retour sur les spots pour vérification du travail effectué, correction et surtout apport de précisions nouvelles quant à l'interprétation des objets géologiques observés (figures de sédimentation, fossiles...) par Fabrice Redois, co-auteur d'une publication récente sur la tranchée des Malécots (voir bibliographie).

Tout cela s'est déroulé dans une excellente ambiance : du sérieux ... dans la détente et la bonne humeur sans oublier l'humour omniprésent de nos deux encadrants !



Consignes de départ



Quelques spots à étudier



Dispersion des groupes



Examen des blocs de la face Nord de la tranchée (spot F)



Comment entrer des applications sur le portable et les utiliser



Mesure de la direction et du pendage des strates



Examen du fond de la tranchée (spot C)



Un contemplatif !



Vérification des observations et interprétation



Synthèse



a- Identification de la roche sur le front Sud-Ouest

La surface rocheuse qui nous fait face, plane et oblique, présente dans son ensemble une couleur plutôt beige clair mais en de nombreux endroits, on peut observer des passées ocre, rouille ou noirâtres.

Pour apprécier la couleur réelle d'une roche, il est donc nécessaire d'en observer une cassure « fraîche » et donc d'en prélever avec le marteau, un ou plusieurs morceaux.

La roche est ici blanc cassé. Les autres teintes observées peuvent être dues à des coulées de lessivage du sol argileux situé au-dessus, à des altérations de surface de la roche elle-même sous l'action des agents météoritiques (son fer est oxydé en rouille par l'eau et son manganèse transformé en oxyde de manganèse noir) ou à la présence de végétaux (lichens, mousses, fougères), producteurs de matières carbonées. Le manganèse peut être mis en évidence avec de l'eau oxygénée.

Le dioxyde de manganèse catalyse en effet la décomposition de l'eau oxygénée selon l'équation :

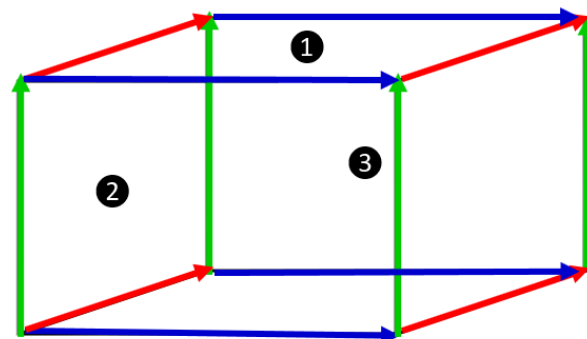


La réaction est assez vive avec dégagement d'oxygène et production de vapeur.

La surface observée n'est pas non plus tout à fait plane. On peut y voir comme des ondulations à relief très doux. Sur un côté, l'affleurement vu cette fois-ci en coupe montre que la roche se présente sous la forme de strates parallèles entre elles, toutes les strates étant coupées par de nombreuses diaclases perpendiculaires aux plans de la stratification.

Au niveau de cette tranche, on peut constater de plus que la roche se débite assez facilement en cubes, en parallélépipèdes d'où le nom qu'on lui donne : « pierre carrée » ce qui implique un troisième plan de clivage.

Les mesures prises indiquent que les strates sont orientées grossièrement NO-SE (très exactement N135° à N140° ce qui correspond à la direction dite « armoricaine ») et pentées vers le NE avec une inclinaison de l'ordre de 50°.



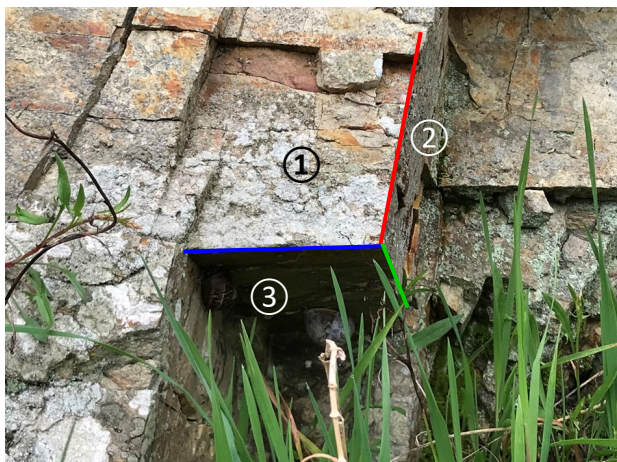
Trois familles de fractures peuvent donc être facilement mises en évidence, déterminant ainsi 3 familles de plans dans l'espace (voir schéma ci-dessus et photos) :

- deux familles de fractures correspondant aux arêtes rouges et bleues et qui forment les plans de stratification ①,
- et une troisième famille de diaclases correspondant aux arêtes vertes, perpendiculaires aux deux premières et donc aux plans de stratification et qui délimitent les plans ② et ③.

Les diaclases vertes et bleues sont dues à des déformations cassantes de la roche, déformations contemporaines de celles qui ont affecté les schistes houillers voisins des Malécots.



Strates de cinérites du front Sud-Ouest de la tranchee



Première grande direction de clivage : les plans de stratification (en rouge)



Les deux autres grandes directions de clivage visibles sur le plan de la stratification et qui lui sont perpendiculaires : les traces **en bleu** parallèles au sol de la tranchée et les traces **en vert** perpendiculaires au sol

Mais alors que les schistes houillers ont répondu aux contraintes tectoniques en se déformant de façon souple, plastique, en se plissant, la roche de la tranchée y a répondu, elle, en se fracturant, en se cassant. C'est la preuve de sa plus grande « fragilité », on dit encore de sa plus grande compétence.

Remarque : C'est aussi par exemple le cas du calcaire qui se diaclase facilement, diaclases perpendiculaires aux plans de stratifications et que vont emprunter les eaux d'infiltration pour former des lapiez.

Les calcaires ont généralement une couleur tirant sur le beige.

La « pierre carrée » est-elle donc une roche calcaire ?

Si l'on dépose quelques gouttes d'acide chlorhydrique sur une section « fraîche », elle ne fait pas effervescence. La « pierre carrée » n'est donc pas un calcaire.

Il s'agit en fait d'une roche pyroclastique au sens large, et plus précisément d'une cinérite silico-alumineuse ou tuffite, très riche en silice ce qui explique sa dureté et sa compétence.

Elle est interprétée comme étant le produit d'un volcanisme de nature rhyolitique et de type explosif.

Remarques

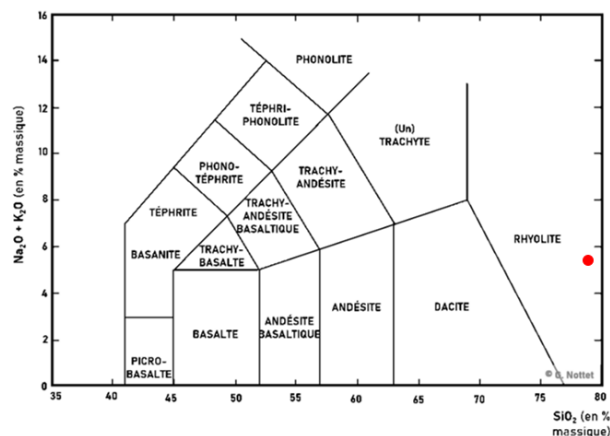
Le problème est que la plomberie magmatique (cheminées, dykes, sills, laccolites, voire diatrèmes dans le cas d'un phréatomagmatisme) et les manifestations effusives (coulées ignimbritiques, orgues rhyolitiques...) de ce volcanisme sont à ce jour absolument inconnues.

On peut noter aussi qu'entre Soulanges et Concousson-sur-Layon, au Sud de Doué-la-Fontaine (maintenant Doué-en-Anjou), le même Carbonifère renferme également des rhyolites.

Composition chimique de la « pierre carrée » :

SiO₂ 78,8% - Al₂O₃ 11,8% - Fe₂O₃ 0,4% - TiO₂ 0,10% - MnO 0,02% - CaO 0,07% - MgO 0,5% - Na₂O 3,5% - K₂O 2,25% - P₂O₅ 0,02% - CO₂ 0,85%

Placée dans un diagramme TAS (SiO₂ versus Na₂O + K₂O), la « pierre carrée » est bien dans le domaine des rhyolites (point rouge sur le diagramme ci-dessous).



Position de la « pierre carrée » dans un diagramme TAS



Échantillon ramassé sur le sol !

On voit sur le haut de l'échantillon de belles lamines parallèles entre elles ou légèrement sécantes.

La « pierre carrée » s'est formée à partir de cendres et de lapillis d'origine volcanique.

Pour se transformer en roche, ces cendres ont donc subi, dans le milieu où elles se sont déposées en lamines horizontales, les processus physico-chimiques et biochimiques de la diagenèse : elles se sont surtout compactées et cimentées.

La « pierre carrée » est par conséquent une roche volcano-sédimentaire.

Puis les strates de cinérites, initialement horizontales, ont été finalement plissées, chavirées à 50°.

On peut également observer sur le plan de stratification qui nous fait face des sortes de figures, la plupart du temps bien circulaires, au nombre d'une dizaine, de diamètre variable, de l'ordre de la trentaine de cm et toutes auréolées d'un cerne noir de matière carbonée.

Et qui dit matière carbonée (ou organique) fait immédiatement penser à une origine biologique, végétale ou animale !



Que représentent ces figures ?

La réponse est à côté !

On remarque effectivement juste au-dessous comme des « branches », noirâtres, longues d'une cinquantaine de cm et larges de quelques cm, en relief et formant donc comme des cylindres. Leur surface arrondie porte des dessins régulièrement disposés et de forme bien géométrique, en losange ou en écusson ou en écaille, tous de même taille et qui évoquent l'écorce des arbres.

De la même façon que l'on peut reconnaître nos arbres actuels non seulement par leur port, leurs feuilles, leurs fleurs, leurs fruits mais aussi par leur écorce, ces dessins en losange ont permis d'identifier les végétaux en question : il s'agit de « troncs » et de « branches » de *Lépidodendrons*.

Le mot « *lépidodendron* » est d'ailleurs construit à partir des mots grecs :

- « *lepidos* » qui signifie « écaille » et que l'on retrouve dans le mot « *lépidoptère* » (Ordre des Papillons dont les ailes, « *pterón* », sont recouvertes d'écailles)
- et « *dendron* » qui signifie « arbre ».



« Tronc » de *Lépidodendron*



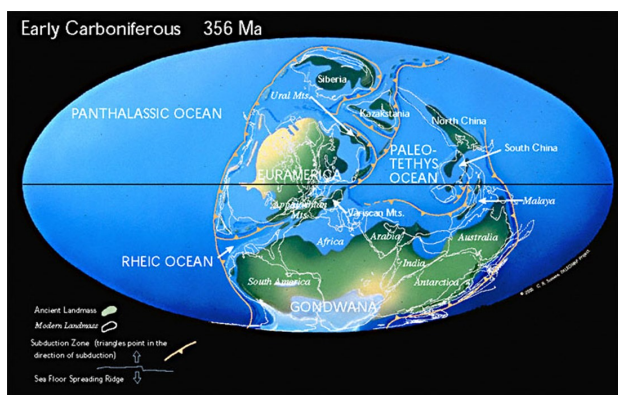
« Tronc » de *Lépidodendron* vu en 3D

L'analyse de ces restes fossiles de *lépidodendrons* a permis d'identifier les espèces *Lepidodendron veltheimii* et *Lepidodendron* cf. *nathorstii* (Lycophytes). Ont également été trouvés des restes de *Calamites*, espèce voisine des Prêles actuelles (Sphénophytes ou Équisétophytes).

Tous ces fossiles végétaux ont été également retrouvés dans les gisements de charbon d'Europe et d'Amérique du Nord et datés du Carbonifère (fin de l'ère Primaire, de -359 à -299 Ma).

Plus précisément, la forêt carbonifère du Sillon Houiller de Basse-Loire auquel appartient la tranchée des Malécots, s'est développée pendant tout le Namurien et le début du Westphalien, étages correspondant aujourd'hui au Serpukhovien et à une grande partie du Bashkirien soit entre -330 et -315 Ma environ.

À cette époque, la chaîne varisque était entièrement constituée. L'Europe et l'Amérique du Nord qui venaient d'entrer en collision avec Gondwana après fermeture de l'Océan Centralien se trouvaient au voisinage de l'équateur. Le climat était de type tropical à équatorial, climat favorable au développement de forêts luxuriantes.



Situation de la France il y a 356 Ma (Tournaisien)

Les forêts du Carbonifère étaient composées non seulement de grandes Lycophytes comme les Lépidoendrons, les Sigillaires, *Bothrodendron* qui pouvait atteindre 25 m de haut, de Prêles géantes comme les Calamites (ou Sphénophytes) de 10 à 20 m de haut, mais aussi de Fougères arborescentes (Filicophytes). Tous ces végétaux ne produisent ni fleurs ni graines mais uniquement des spores.

Y étaient également représentés des Conifères archaïques comme les Cordaïtales (Coniférophytes), ainsi qu'un groupe aujourd'hui éteint, celui des Ptéridospermales, improprement dénommées « Fougères à graines » parce que leurs frondes (ou feuilles) ressemblaient à celles des Fougères actuelles ; mais à l'inverse de ces dernières, elles se dispersaient, se disséminaient non pas par des spores mais par des graines issues du développement d'ovules « nus ».

Les premiers Conifères vrais apparaissent à la fin du Carbonifère.

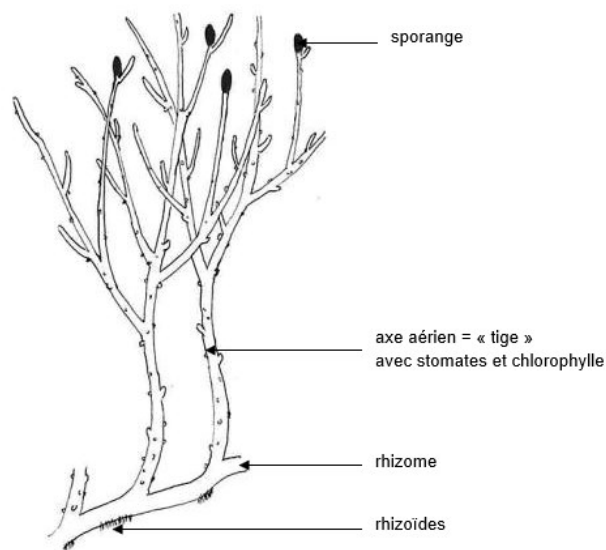
Pour les Cycas, ce sont également des feuilles qui témoignent de leur existence à la fin de cette période géologique, vers -300 Ma.

Des ancêtres du *Gyngko* ont-ils fait leur apparition à cette époque ? Rien n'est moins sûr. L'existence de ce groupe est en revanche bien établie au Jurassique.

En conclusion, presque tous les grands groupes de végétaux actuels étaient déjà représentés à la fin du Carbonifère alors que quelque 120 millions d'années plus tôt, au Dévonien moyen, vers -420 Ma, au moment où

l'Océan Centralien commençait tout juste à se refermer, conséquence du rapprochement de Gondwana avec l'ensemble Europe-Amérique du Nord, débutait seulement la conquête du milieu terrestre aérien par les premières trachéophytes vraies. Une exception de taille cependant ! Le grand groupe des Angiospermes n'apparaîtra lui qu'au Crétacé inférieur, vers -115 Ma.

Au Dévonien moyen, la conquête du milieu terrestre aérien avait été le fait de plantes très rudimentaires comme les *Rhynia* par exemple, hautes d'une vingtaine de cm, à port érigé, dressé, parce qu'elles avaient acquis, les premières, une innovation évolutive de grande importance : celle d'élaborer de la lignine, principale substance constitutive du bois. Elles étaient aussi pourvues de vaisseaux ou trachéides pour conduire l'eau et les sels minéraux depuis leurs rhizomes jusqu'aux parties aériennes terminées par des sporanges, organes producteurs de spores permettant la dissémination de l'espèce. Elles étaient, en revanche, encore dépourvues de feuilles, la photosynthèse étant réalisée par les axes aériens possédant à la fois stomates et chlorophylle.



Rhynia (Dévonien moyen d'Écosse)

b- Description et systématique des Lépidoendrons

• Description

« Un tronc élancé, d'un seul jet, se ramifiait au sommet par dichotomies plus ou moins égales, d'où une large couronne de rameaux donnant une allure de parasol très caractéristique. Ces rameaux étaient nus, sauf à l'extrémité des plus jeunes branches où s'attachaient les feuilles. Ces feuilles étaient petites, aciculaires et uninervées. En tombant, elles laissaient sur le tronc et les grosses branches des marques d'insertion particulières : les coussinets foliaires avec leur cicatrice foliaire. La détermination des espèces se fait à partir de ces coussinets, de forme et de taille différentes.

À l'extrémité des derniers rameaux de ces plantes hétérosporées, pendaient des cônes sporifères unisexués ou bisexués, formés de sporophylles disposés le plus souvent en spirale. Ces feuilles fertiles abritaient un mégasporange ou un microsporange.

Quatre gros rhizomes, étalés en croix, se ramifiant fréquemment et munis d'appendices, soutenaient et équilibraient ces arbres dans les sols essentiellement mouvants des zones marécageuses. »

Jean-François Beaussart

• Systématique et vocabulaire

Les *Lépidodendrons* appartenant au groupe des Lycophytes n'étaient pas des arbres mais des herbes terrestres de grande taille.

En conséquence, le terme de « tronc » doit être évité et remplacé par celui de « stipe ». Les Palmiers actuels possèdent un stipe dépourvu de ramification et à diamètre constant ; c'est aussi le cas du Maïs, toutes proportions gardées !

Le stipe est donc une tige unique de gros diamètre, constituée d'un empilement de nœuds où sont insérées les feuilles, séparés par des entrenœuds très courts. Chez *Lépidodendron*, les feuilles étaient disposées en spirale les unes à côté des autres. Elles étaient simples, linéaires, longues de 15 à 20 cm et caduques. En tombant, elles laissaient sur le stipe et les grosses branches terminales, comme dit ci-dessus, une cicatrice foliaire avec une trace vasculaire simple indiquant qu'elles étaient pourvues d'un seul vaisseau conducteur non ramifié (uninervées) et surtout, avec des traces de parenchyme lacuneux, indice d'une adaptation à un milieu humide.

Mais alors que le système racinaire du Palmier ou du Maïs est fasciculé : de nombreuses racines dites adventives se développent à la base du stipe et forment un réseau de petites racines d'égale dimension, celui du *Lépidodendron* ne comprenait que quatre grosses racines modifiées ou « rhizomes » ou « rhizophores ». Elles s'épalaient à la surface du sol et portaient des racines plus petites disposées en spirale et caduques tout comme les feuilles.

Le système racinaire du *Lépidodendron* est connu sous le nom de « *stigmara* ». Tout comme les cicatrices foliaires, il aide à la détermination de l'espèce.

La reproduction était assurée par les cônes sporifères terminaux, mâles et femelles, respectivement producteurs de microspores ♂ et de mégaspores ♀.

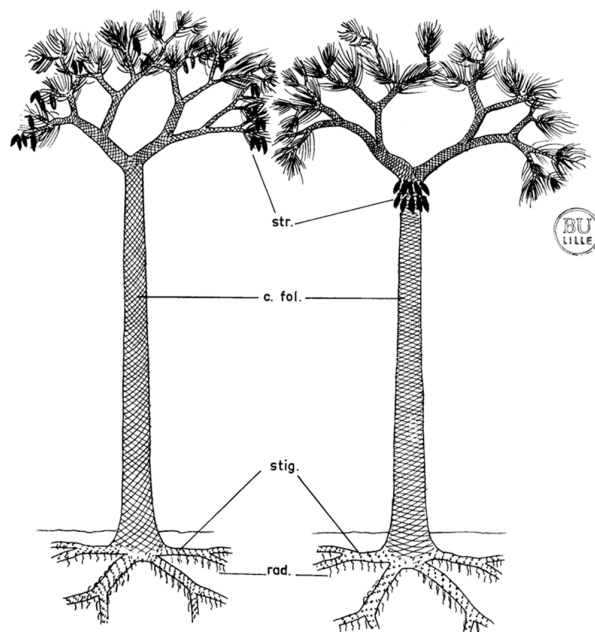


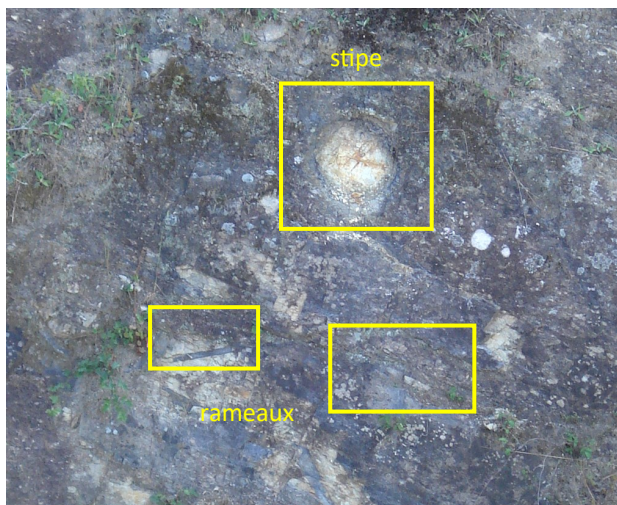
Figure de gauche : *Lépidodendron*

Str : strobile c. fol : coussinet foliaire stig : stigmara rad : radicelle

Figure de droite : *Lépidophloios*



Cicatrices foliaires losangiques d'un Palmier



Stipe et branches de *Lépidodendron*



Système racinaire fasciculé du Palmier



Système racinaire fasciculé du Maïs

c- Disposition actuelle des stipes de Lépидодendrons de la tranchée des Malécots

Elle permet de poser les problèmes suivants :

- 1- sont-ils en place ou ont-ils été transportés ?
- 2- s'ils sont en place, comment sont-ils orientés ? autrement dit, où est la base de l'arbre, le stigmaria ? où est son sommet, où sont les cônes sporifères ?

Au travers de leur orientation, se pose également en filigrane le problème de la polarisation des strates.

- En ce qui concerne le premier problème, on peut remarquer que les sections des stipes observées sur les plans de stratification sont parfaitement circulaires ou très légèrement ovales. Cela implique donc que les stipes sont disposés perpendiculairement à ces plans et que par conséquent, ils étaient en « position de vie » au moment de leur fossilisation. Ils n'ont donc pas été transportés par exemple par des lahars (= coulées de boues constituées de cendres volcaniques). En effet, si cela avait été le cas, les stipes auraient été alors disposés parallèlement à la stratification ce qui n'est pas le cas dans la tranchée des Malécots.

- En ce qui concerne le second problème, on aurait pu le résoudre en dégageant les stipes sur une partie de leur longueur, donc élargir la tranchée... !

Si cela avait été le cas et si par chance, des stipes avaient conservé, en surface, leurs coussinets foliaires, on aurait eu là un moyen d'orienter les stipes sans aucune ambiguïté.

En effet, sur un coussinet foliaire, le parenchyme aérifère est toujours dirigé vers la base du stipe et l'empreinte de la ligule vers son sommet (voir figure ci-dessous).

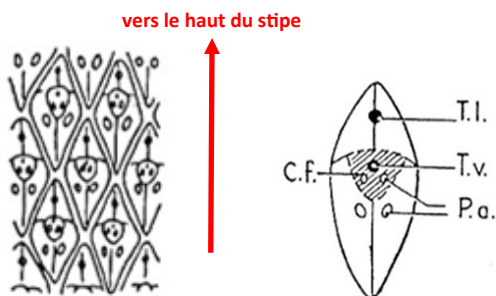


Figure de gauche : coussinets foliaires sur un stipe
Figure de droite : détail d'un coussinet foliaire

Cf : cicatrice foliaire P.a : parenchyme aérifère
T.v : trace du vaisseau foliaire T.I : trace de la ligule

Mais cela n'a pas été réalisé.

Observations supplémentaires

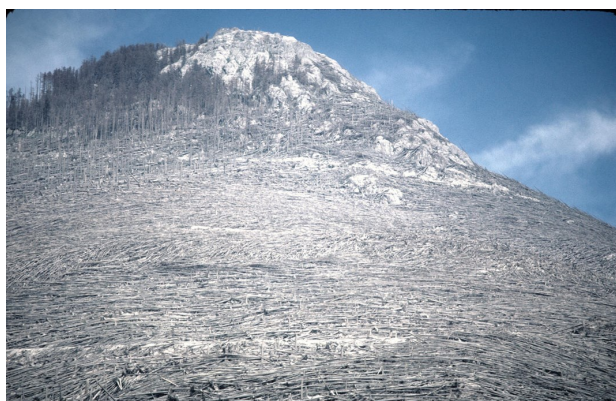
Non seulement les Lépидодendrons sont en position de vie mais encore, ils ont brûlé sur pied comme le montrent tous les stipes dont la section, parfaitement circulaire, est entourée d'une auréole charbonneuse noire.

On constate alors que l'intérieur des stipes est gris, de la couleur de la cinérite encaissante et donc qu'ils ont été remplis de cendres volcaniques. Pour que des cendres volcaniques viennent remplir tout l'intérieur des stipes, on est obligé d'admettre qu'ils ont été, au préalable, sectionnés.

Quel mécanisme peut-on alors évoquer ?

« L'éruption du Mont Saint Helens le 18 mai 1980 a été à l'origine d'une destruction massive d'une forêt située dans un rayon de près de 30 km au Nord du cratère. De nombreux arbres ont été coupés à quelques mètres du sol et présentent toujours leur souche en position de vie et leurs troncs au sol suivant un alignement parallèle à la déflagration ».

Christophe Noblet - « Observations de terrain en 2016 »



Troncs couchés suite à l'éruption du 18 mai 1980 du Mont Saint Helens.



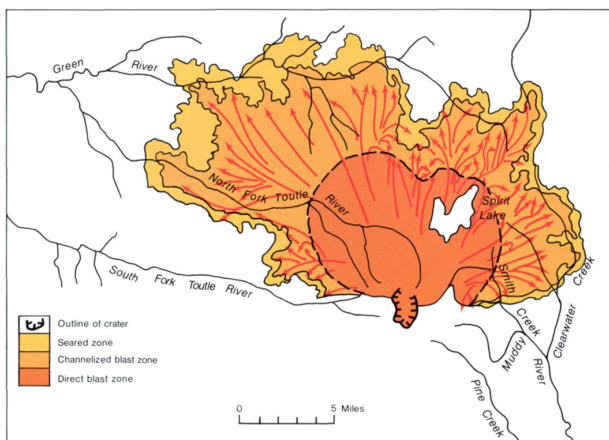
Un « cimetière » de troncs d'arbres au Nord du Mont Saint Helens.

En bas à droite, les deux personnages donnent une idée de l'échelle. Des arbres sont restés debout !

(U.S. Geological Survey)

Les arbres du Mont Saint Helens ont été détruits par un blast, c'est-à-dire une explosion, un souffle orienté de gaz très chauds (environ 300°C) qui s'est propagé à plus de 500 km/h et qui a eu lieu immédiatement après le

déferlement d'une nuée ardente. Mais étant donné sa vitesse extrêmement rapide, il l'a ensuite très vite précédée.



Carte montrant les zones affectées par le blast lors de l'éruption du Mont Saint Helens

D'après « Eruptions of Mount St. Helens : Past, Present, and Future » de Robert I. Tilling - Department of the Interior/ U.S. Geological Survey 1980)

Blast et nuée ardente sont les manifestations quasi-simultanées d'un même phénomène : une éruption volcanique de type explosif.



Paysage après le passage d'une nuée ardente lors de l'éruption du Mérapî (Indonésie) du 26 octobre 2010
(Photo Paris-Match)

Qu'est-ce qu'une nuée ardente ?

Une nuée ardente est un aérosol volcanique porté à haute température (200 à 500°C) et composé de gaz, de cendres et de blocs de tailles variables, parfois de plusieurs tonnes, dévalant les pentes d'un volcan à des vitesses de l'ordre de 200 à 600 km/h.

Une nuée ardente peut être décomposée en deux ensembles de comportement et de composition distincts : la coulée pyroclastique et le nuage pyroclastique.

- **La coulée pyroclastique** est le flux situé à la base de la nuée ardente et s'élevant peu du sol. C'est un mélange dense composé de gaz volcaniques très chauds et de particules de tailles variables, allant de la cendre volcanique à des blocs rocheux dépassant la taille d'une maison. Les éléments solides peuvent provenir soit de la lave émise par le volcan, soit d'une partie de son cône qui est arrachée au moment de l'éruption.

Lorsque la coulée pyroclastique perd ensuite suffisamment de vitesse, la partie solide se dépose en recouvrant le paysage sous plusieurs mètres de matériaux, notamment lorsqu'il s'agit de pierres ponce. Ce phénomène s'est produit par exemple lors de la destruction de Pompéi avec l'ensevelissement complet de la ville. Les particules solides se déposent par ordre de granulométrie décroissante, les cendres étant les plus abondantes au front et sur les côtés de la coulée.

- D'une coulée pyroclastique s'élève le **nuage pyroclastique**. Il est formé par les particules les plus fines et les gaz chauds qui s'échappent de la coulée en raison de leur haute température. Les cendres contenues dans le nuage pyroclastique retombent ensuite sous la forme d'une pluie de cendres.



Nuée ardente dévalant les flancs du Mayon aux Philippines en 1984

Photo de Chris Newhall, (U.S. Geological Survey)

On peut donc imaginer que les Lépidodendrons aient été fauchés par un blast avant que leurs bases avec stigmarias, restées en place, ne soient ensevelies et brûlées par le dépôt d'une pluie de cendres chaudes.

Lors de l'éruption du Mont Saint Helens, ce sont plusieurs nuées ardentes qui se sont succédées pendant plus de 5 heures. Et 15 jours après l'éruption, la température mesurée dans les dépôts y était encore de 300 à 420°C.

L'absence de brèches et d'éléments de grande taille dans la tranchée des Malécots indiquerait également que la forêt de Lépidodendrons aurait été épargnée par la(les) nuée(s) ardente(s).

Rien n'empêche aussi de penser à une déferlante basale.

Une déferlante basale résulte de l'effondrement sur lui-même d'une partie ou de la totalité d'un panache plinien. Lorsque la densité de ce panache volcanique surtout constitué de cendres et de gaz chauds est trop importante pour qu'il puisse s'élever complètement dans les airs, il retombe alors sur les flancs du volcan en une déferlante pyroclastique qui peut recouvrir une étendue beaucoup plus grande que la nuée en s'affranchissant plus facilement de la topographie.

Arguments en faveur de la proximité du ou des volcans

De nombreux arguments viennent conforter la proximité du ou des volcans et préciser en même temps le dynamisme explosif.

- Sachant qu'une nuée ardente parcourt en moyenne une distance de l'ordre de 10 à 20 km, on peut en conclure

alors que la forêt de la tranchée des Malécots était vraiment proche du lieu de l'éruption.

- Dans la tranchée des Malécots, large d'une vingtaine de mètres en moyenne, n'affleurent pratiquement que des strates de cendres volcaniques.

Les strates étant inclinées de 50° environ, cela représente quand même un dépôt de près de 15 m d'épaisseur et cela après diagenèse !

Aujourd'hui, les volcans qui émettent d'aussi grandes quantités de cendres, donc d'un matériel extrêmement fragmenté, sont les volcans de type explosif : vulcanien, péleén ou plinien. Et l'étude des différentes retombées pliniennes passées montre que ce sont les dépôts rhyolitiques et dacitiques, donc acides, qui dominent (environ 80 % de rhyolites et de dacites)... tout comme dans la tranchée des Malécots.

Si l'on fait appel au grand Principe de l'Actualisme, on peut alors émettre l'hypothèse de l'existence d'un ou de plusieurs appareils volcaniques à dynamisme explosif (vulcanien, péleén ou plinien ?) aux environs immédiats des Malécots.

- Dans la carrière du Roc, voisine de la tranchée des Malécots, Fabrice Redois a trouvé au sein des cinérites des « grêlons de cendres » ou pisolithes.



Pisolithes ou « grêlons de cendres »
(Photo Fabrice Redois)

Ces « grêlons de cendres » se forment aujourd'hui au sein des nuages de cendres fines, en particulier au sein des panaches pliniens, quand ceux-ci sont traversés par des gouttes d'eau (gouttes de pluie, eau provenant d'explosions phréato-magmatiques). La goutte d'eau, en traversant le nuage de cendres, « capture » et soude les fines particules qu'elle rencontre sur son chemin ; elle grossit tant qu'elle est assez « mouillée » pour que de nouvelles cendres fines puissent adhérer à sa surface et accélérer ainsi sa chute. On pourrait presque parler d'une « sédimentation collective » des cendres grâce à l'eau !

L'eau contribue donc à accélérer la chute des cendres fines, diminuant ainsi la charge résiduelle en cendres du nuage.

Ainsi s'explique le fait que les éruptions pliniennes phréato-magmatiques qui sont les plus violentes soient en même temps les moins efficaces à transporter loin dans l'atmosphère les cendres fines.

Toujours par application du Principe de l'actualisme, toutes ces caractéristiques : cendres fines acides et « grêlons de cendres » confirment un volcanisme de type explosif avec peut-être, en plus, une composante phréato-magmatique.

Remarque : Au Roc, ont été également récoltés des lapillis et des brèches à gros éléments (parfois plus de

50 cm) qui pourrait valider l'hypothèse du passage d'une nuée ardente.

- La proximité du ou des volcans est également confirmée par d'autres éléments mis en évidence dans la tranchée.

- La présence de bombes

Sur le front Nord-Est, sous le belvédère, affleure sur 2 m de hauteur un ensemble constitué de bombes volcaniques, souvent d'une taille supérieure à 50 cm, disposées côte à côte, sans ordre apparent.

En volcanologie, on parle de bombes quand les projections de lave ont une taille supérieure à 6,4 cm. En deçà, on parle de lapillis entre 6,4 cm et 2 mm et de cendres pour moins de 2 mm.

Cet ensemble surmonte topographiquement (donc sans préjuger de la polarité des formations sédimentaires) des strates de cinérites bien parallèles entre elles, elles-mêmes parallèles à celles du front Sud-Ouest de la tranchée et donc pentées vers le N-E d'environ 50°.

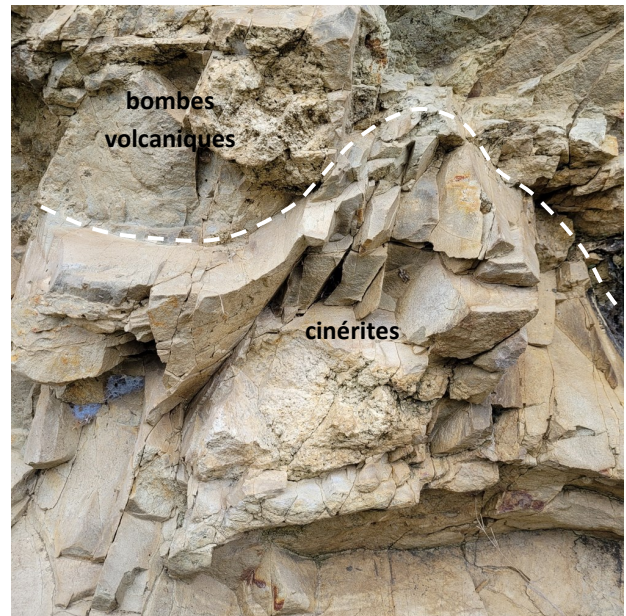
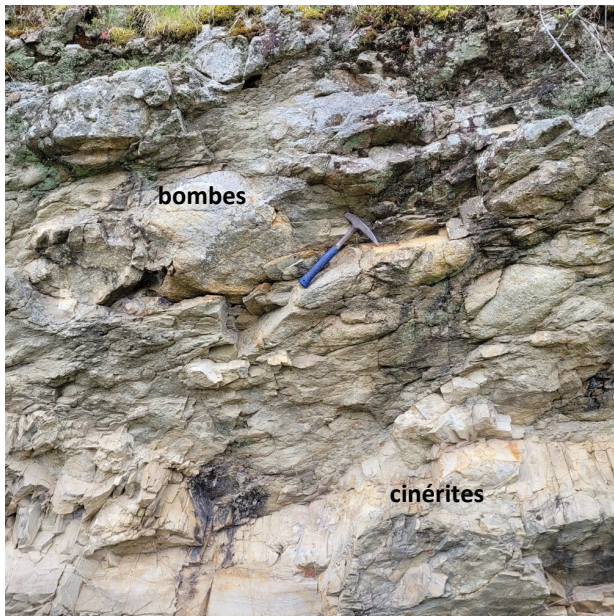
Beaucoup de ces bombes présentent une forme fuselée indiquant un parcours aérien.

Au départ, elles étaient donc certainement dispersées sur le flanc d'un volcan. Le fait qu'elles soient maintenant rassemblées côte à côte indiquerait qu'elles auraient été, dans un premier temps, transportées par une coulée de boue le long de la pente du volcan puis, dans un second temps, prises en charge par l'eau d'un torrent ou déposées dans un lac par exemple qui les aurait libérées de leur gangue boueuse.

En tout cas, le fait de trouver des bombes de grande taille aux Malécots confirme bien le fait que le ou les volcans étaient très proches, même s'il y a eu ensuite transport par l'eau.



Front Nord-Est de la tranchée

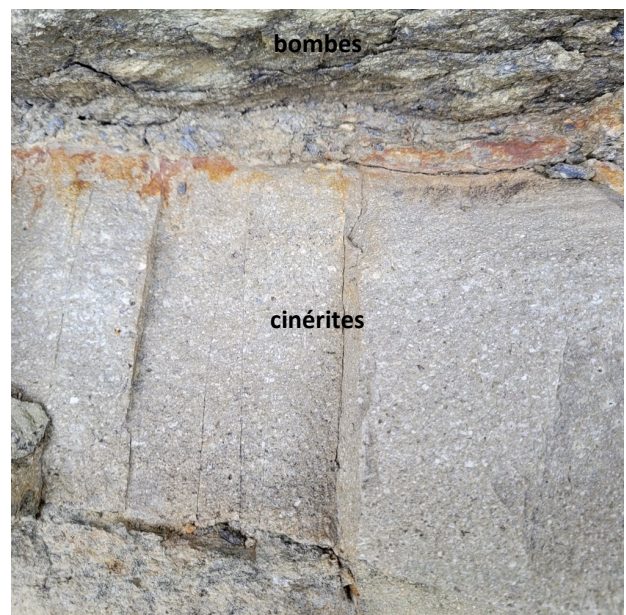


Contact fortement ondulé et lisse entre le niveau à bombes volcaniques et le niveau à cinérites (vue par dessous)

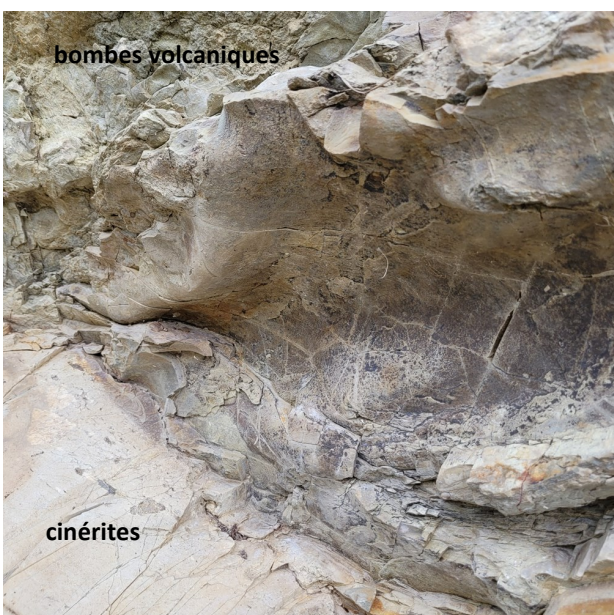


Bombes volcaniques sous le belvédère

Le contact entre ce niveau à bombes et les strates de cinérites sous-jacentes est marqué par des ondulations, de forte amplitude et à surface extraordinairement lisse. Il est le plus souvent discret et finement broyé.



Contact finement broyé entre le niveau à bombes volcaniques et les cinérites (vue de face)



- La présence d'un slump important

Dans l'angle Nord-Est du fond de la tranchée, à côté des niveaux superposés à bombes et cinérites précédents, on peut observer un slump, c'est-à-dire une énorme masse plus ou moins chaotique dans laquelle on reconnaît toujours des strates de cinérites mais ici déformées, plissées, voire cassées ou cisailées.

Ces déformations s'expliquent par le fait que cette masse a glissé le long d'une pente, sous l'effet de la gravité.

Est-ce ce slump qui aurait poussé devant lui l'ensemble voisin constitué de bombes ?

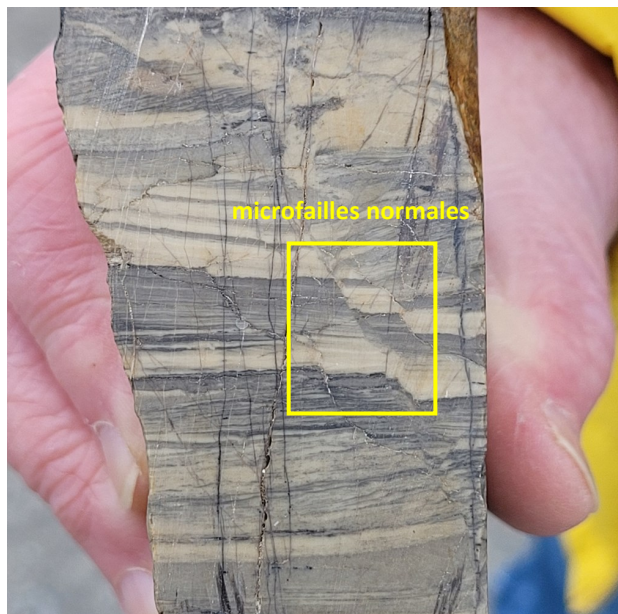


Le facteur déclenchant de ce glissement pourrait être la forte sismicité de la région en relation avec son volcanisme.

Il est en effet connu depuis longtemps que les ondes sismiques provoquées lors d'une éruption volcanique peuvent être responsables d'instabilités gravitaires et engendrer, le long des pentes, de véritables avalanches de formations de grande taille et plus ou moins consolidées comme les slumps ou les olistolithes.

Mais les ondes sismiques sont également responsables à une plus petite échelle de nombreuses perturbations dans les milieux de sédimentation voisins : lacs, lagunes, marécages, fleuves.

Pour preuve, la section polie du bloc de cinérites de la carrière du Roc, voisine de la tranchée des Malécots, présentée sur la photo ci-dessous, montre de très nombreuses microfailles normales qui décalent, avec un rejet vertical de quelques mm, de fines lamines alternativement claires (beiges ou jaunes) et sombres (presque noires).



**Section polie d'un bloc de cinérites
de la carrière du Roc**
(Échantillon de Fabrice Redois)

Le fait que ces lames, constituées de cendres très fines, soient aussi minces et aussi parfaitement parallèles entre elles implique obligatoirement qu'elles se sont déposées au fond d'un bassin très calme, un lac par exemple.

Et les microfailles qui les décalent ne peuvent donc être attribuées qu'à des microséismes annonciateurs d'une éruption à venir ou contemporains de l'éruption.

Quant à la différence de couleur entre les lamines, elle pourrait s'expliquer par leur plus ou moins grande richesse en matières organiques à mettre en relation avec le lessivage des terres environnantes, lui-même dépendant de l'alternance des saisons.

Si l'on suppose une sédimentation dans un milieu aquatique calme, les lamines claires pourraient provenir de cendres qui, après un trajet aérien, auraient sédimenté au fond de l'eau ; les lamines sombres, riches en matières organiques, proviendraient ou bien du lessivage des terres environnantes ou peut-être de cendres aériennes mais chargées de suies émises par les incendies des forêts de Lépidoendrons !

Des bombes volcaniques chaudes en retombant ont pu provoquer ces incendies !

d- Le problème de la polarisation des strates

Dans la tranchée des Malécots, les strates de cinérites sont orientées N135° à N140° ce qui correspond à la direction armoricaine et sont très pentées vers le Nord-Est, d'un angle de 50° environ.

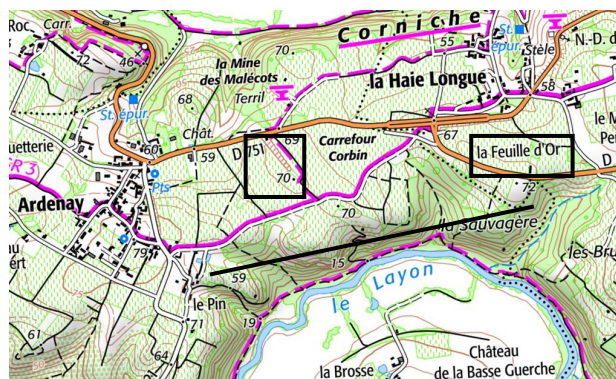
On peut supposer un simple basculement de l'ensemble des strates du bassin vers le Nord postérieurement à leur dépôt donc au Carbonifère.

La réalité est peut-être plus complexe.

Hervé Diot (1980) a en effet observé, à environ 300 m au Sud de la tranchée des Malécots et presque dans son prolongement, au Sud de la ferme de la Feuille d'Or, des bancs constitués également de « pierre carrée » mais, là, affectés par un pli décamétrique couché plongeant d'une vingtaine de degrés vers le Sud.

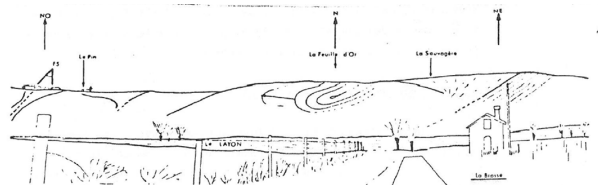
L'axe de ce pli couché a une direction N120°.

L'aspect n'est par conséquent pas du tout le même que dans la tranchée des Malécots !



Localisation des sites de la tranchée des Malécots et de la Feuille d'or

Document GéoPortail



**Vue panoramique du Côteau du Layon (rive droite)
et du pli de La Feuille d'Or face à La Brosse**

Le trait de coupe est représenté sur la carte topographique de la page précédente.

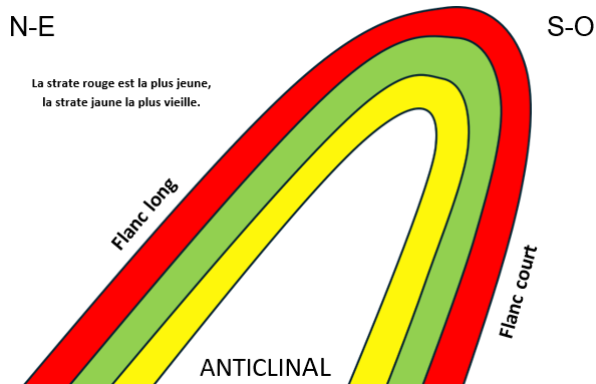
(Hervé Diot, 1980)

On doit donc admettre que tout le Carbonifère du Sillon Houiller de Basse-Loire a été plissé et affecté par un style de déformation tangentielle en plis couchés ou déversés de taille mégamétrique.

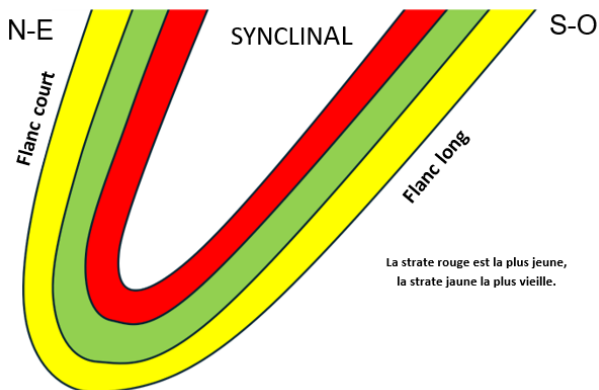
Aux Malécots, on est peut-être sur un pli déversé ... mais est-on sur le flanc long ou le flanc court d'un anticlinal ou d'un synclinal ?

Pour être plus clair, dans la tranchée des Malécots :

- est-on sur le flanc long d'un pli anticlinal déversé (comme c'est le cas du flanc N-E du schéma ci-dessous) ou sur son flanc court (cas du flanc S-O) ?



- ou est-on sur le flanc long d'un pli synclinal déversé (comme c'est le cas du flanc S-O du schéma ci-dessous) ou sur son flanc court (cas du flanc N-E) ?



On peut remarquer que :

- la disposition des strates est identique sur le flanc long de l'anticlinal et le flanc long du synclinal,
- de même pour le flanc court de l'anticlinal et le flanc court du synclinal.

Se pose alors le problème de la polarisation des strates.

Dans le pli couché de La Feuille d'Or, elles n'ont pas été polarisées ! On ne sait donc pas si l'on a affaire à un synclinal ou un anticlinal couché.

Et là est tout l'intérêt de l'affleurement de la tranchée des Malécots. On peut en effet y observer de nombreuses figures de sédimentation qui vont permettre de répondre à la question.

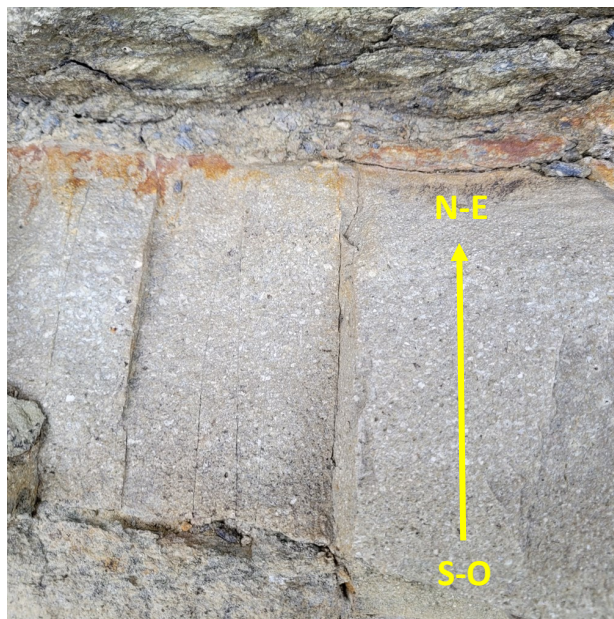
e- Les figures de sédimentation ou SSDS (pour Soft-Sediment Deformation Structures)

Elles ont toutes été observées sur le front Nord-Est et au fond de la tranchée.

1- Le granoclasement

Dans certaines strates de cinérites du front Nord-Est, on peut observer sur leur tranche un granoclasement décroissant du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

La base de la strate serait alors vers le Sud-Ouest et son sommet vers le Nord-Est.



**Strate (vue en coupe et par dessus) du front Nord-Est
de la tranchée montrant un granoclasement décroissant
du Sud-Ouest vers le Nord-Est**

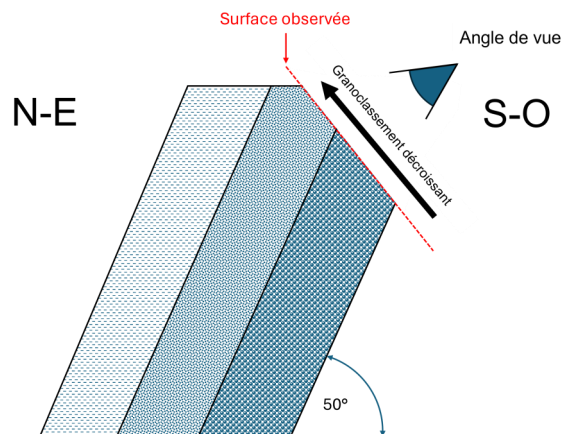
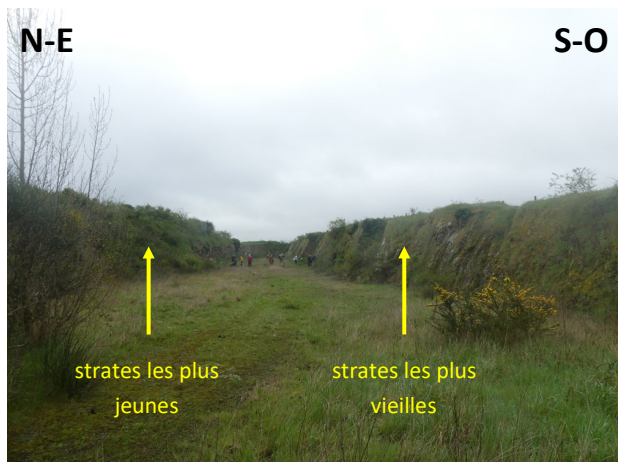


Schéma d'interprétation

Les strates du front N-E de la tranchée sont ici représentées de profil.

Les strates étant toutes disposées parallèlement les unes aux autres dans la tranchée, on peut donc en conclure que celles du front Sud-Ouest sont plus vieilles que celles du front Nord-Est.



Hypothèse déduite de l'observation du granoclassement de quelques strates

En conséquence, les stipes des *Lépidodendrons* que l'on observe sur le front Sud-Ouest de la tranchée avaient leurs stigmarias enracinés vers le Sud-Ouest et leurs cimes pointées vers le Nord-Est c'est-à-dire vers le belvédère qui surmonte le niveau à bombes volcaniques.

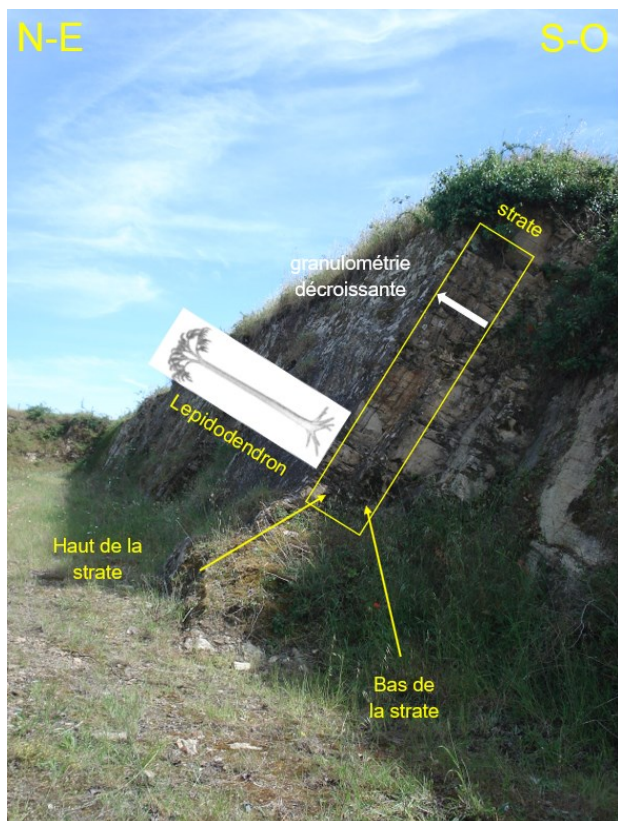


Schéma interprétatif de l'hypothèse précédente

On serait donc sur le flanc long d'un synclinal ou d'un anticlinal déversé.

Les auteurs de l'étude, Fabrice Redois, notre guide, et Christophe Noblet, n'ont cependant pas retenu ce critère de granoclassement pour polariser les strates.

En effet, ils interprètent les strates de la tranchée des Malécots comme étant des dépôts turbiditiques ou de crues (courants hyperpycnaux) chargées de cendres volcaniques.

Les turbidites peuvent être facilement identifiées par le fait qu'elles exposent presque toujours des séquences sédimentaires typiques et répétitives appelées « séquences de Bouma ». Ces dernières sont d'épaisseur décimétrique à métrique, déposées dans un contexte d'énergie décroissante depuis un écoulement turbulent, grossier à leur base, jusqu'à un écoulement laminaire plus fin et plus dilué à leur sommet. En conséquence, une séquence de Bouma présente toujours des niveaux grano-décroissants du bas vers le haut.

Mais de temps en temps, et surtout dans la partie basale et grossière d'une séquence de Bouma, on peut observer parfois un granoclassement inverse et que l'on explique par une instabilité locale du courant avec augmentation de la force de cisaillement gravitaire et de la pression dispersive.

Ce serait peut-être la raison pour laquelle Fabrice Redois et Christophe Noblet n'ont pas tenu compte de ce critère.

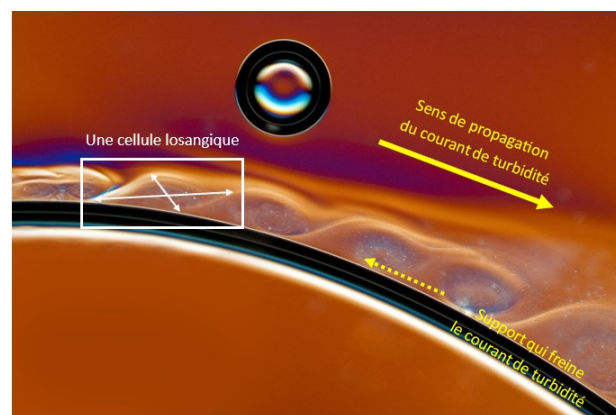
Explication de la cause du granoclassement inverse

Quand un courant de turbidité dévale une pente puis s'étale sur le fond d'un lac par exemple, sa couche inférieure est ralentie par le fait qu'elle concentre la plus grande partie des sédiments qui vont, de plus, frotter sur les aspérités du fond.

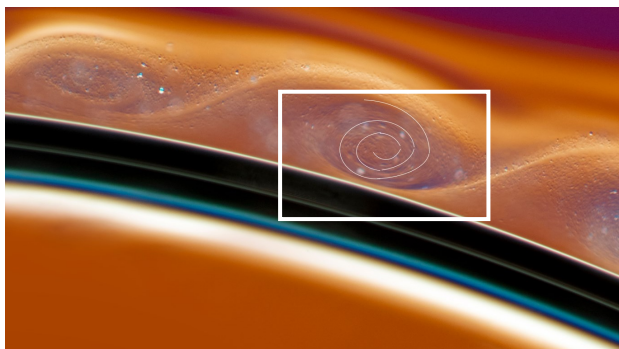
En revanche, sa partie supérieure, plus pauvre en sédiments, et bien que ralentie elle aussi par la masse d'eau dans laquelle elle pénètre, va conserver une vitesse élevée.

Dans le courant de turbidité se produisent par conséquent des cisaillements.

La suspension cisailée, cela va se traduire par la formation de grandes figures losangiques se terminant en pointes. Leur grand axe, dirigé vers le haut et dans le sens de propagation du courant, est un axe d'élongation et le petit axe qui lui est perpendiculaire est un axe de compression (voir figure ci-dessous).



Et on voit sur le cliché de la page suivante qu'il va se développer au sein de ces figures losangiques des tourbillons suffisamment importants pour remettre en suspension des grains de grande taille.



Document Wikipedia

Le fluide (courant de turbidité) s'écoule de gauche à droite le long d'une surface solide (en noir). Ce faisant, il subit un frottement avec elle, ce qui entraîne l'application d'une contrainte de cisaillement. La hauteur d'eau affectée par ce cisaillement est appelée « couche limite » et c'est dans cette couche, découpée en structures losangiques, que l'on peut observer la formation de tourbillons remettant en suspension des particules de grande taille.

Puis le courant ralentissant, les forces de cisaillement diminuent. Les grains qui ont été mis en suspension et qui ont pu s'y maintenir en s'entrechoquant vont pouvoir se déposer mais sur des sédiments plus fins qu'eux, plus cohésifs d'où le granoclassement inverse que l'on peut observer dans les séquences de Bouma.

En revanche, on peut observer sur le même front Nord-Est, et également au fond de la tranchée, des figures de déformations hydroplastiques qui vont permettre de polariser les couches de façon certaine.

Mais les repérer n'est pas toujours facile !

2- Les figures hydroplastiques

Comme leur nom l'indique, ce sont des figures de sédimentation qui résultent d'un déplacement d'eau dans des couches de sédiments, déplacement d'eau qui se fait toujours du bas vers le haut.

Les sédiments qui se déposent au fond d'un lac, par exemple, sont toujours plus ou moins riches en eau. Les plus superficiels sont plus riches en eau que ceux de dessous qui sont en train de se compacter, diagenèse oblige.

Pour que de l'eau, non liée au sédiment, se libère donc qu'une phase liquide apparaisse, il faut que le sédiment se liquéfie.

Et une liquéfaction de sédiment, même partielle, peut se produire par thixotropie, sous l'effet d'une pression ou d'une vibration du sédiment.

- En effet, dès qu'une pression est exercée par exemple sur un sable mouvant, celui-ci se déstructure. Les liaisons entre les particules d'argile et de sable se cassent sous l'effet des forces de cisaillement créées.

Argile et sable s'enfoncent alors sous l'effet de la pression exercée alors que l'eau remonte vers la surface.

Le même phénomène se produit aussi lors de la chute ou de l'arrivée, après transport, de fragments de roche (lapillis, galets...) sur une couche de sédiments gorgés d'eau. Le fragment de roche met en surpression le dépôt sous-jacent, exerce sur lui une charge qui expulse alors latéralement et vers le haut l'eau présente entre les grains.

Les sédiments comme la boue, la vase... sont des exemples de fluides thixotropes.

- De la même façon, lorsque des sédiments déposés au fond d'un lac vont être sollicités par des vibrations, une secousse sismique par exemple, l'agitation mécanique créée par les vibrations vont par thixotropie rompre les liaisons entre les particules sédimentaires, faire descendre par gravité les plus denses en même temps que l'eau libérée va s'échapper vers le haut.

Et c'est aussi le cas bien connu du yaourt, et autres gels, qui passent de l'état solide à l'état liquide lorsqu'on les touille !

L'eau qui s'échappe d'une couche de sédiments pour aller dans la couche de sédiments située immédiatement au-dessus va déformer cette dernière. Souvent aussi, elle va entraîner avec elle des particules très fines et cela va se traduire à la frontière entre les deux couches par des déformations et des dépôts très fins caractéristiques que les sédimentologues savent repérer et analyser.

À ces figures hydroplastiques, on donne différents noms :

- en liaison avec la cause qui les a engendrées : figures d'échappement d'eau ou de charge ou sismites ...
- ou en relation avec leur forme : convolutes, dishes, pillars...

Ci-après, quelques exemples de figures hydroplastiques observées sur le front Nord-Est et au fond de la tranchée des Malécots.

- Les figures d'échappement d'eau

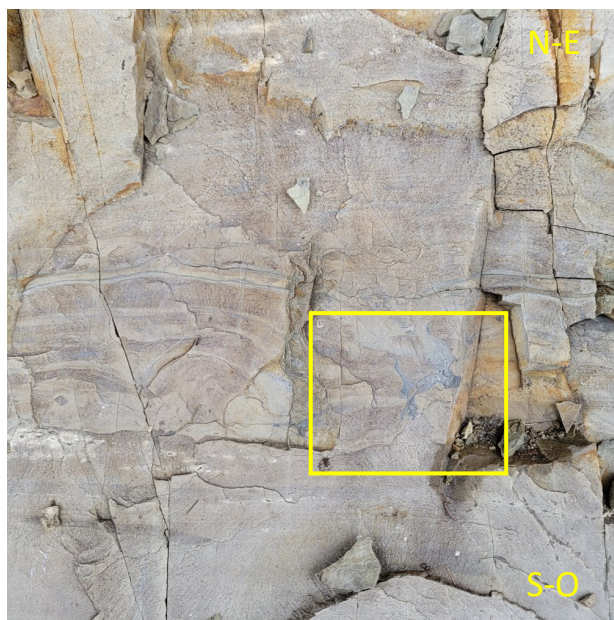


Figure d'échappement d'eau



Figure d'échappement d'eau (détail de la photo précédente)

Le mouvement de l'eau est indiqué par la flèche noire.

Interprétation

La mince couche beige comprise entre les deux fines lamines noires a été secouée. Par thixotropie, de l'eau s'en échappe.

Le mouvement de l'eau est facilement perceptible par le fait qu'elle a entraîné avec elle des particules de la lamine noire du bas qui dessinent plein de petites digitations à l'extrémité de son trajet.

Le mouvement de l'eau s'effectuant toujours vers le haut, on en conclut que le haut de la strate de cinérite est en bas de la photo et le bas en haut de la photo.

Cette figure d'échappement d'eau indique donc que les strates de cinérites sont en position inverse !

On serait sur le flanc court d'un synclinal ou d'un anticlinal déversé.

- Les structures en flammes



Grossissement du cadre jaune de la photo précédente

Interprétation

Dans le cadre rouge du grossissement ci-dessus, on observe comme des pointes, des « flammes » entre un niveau fin en haut du cadre et qui apparaît d'un gris très homogène et un niveau plus grossier, hétérogène, granuleux au-dessous.

Ces figures hydroplastiques se sont certainement formées suite à une compression du sédiment.

En effet, dans le cadre noir, on observe une figure de charge, comme un gros grumeau ovoïde de sédiment grossier qui s'enfonce dans la couche de sédiments fins située au-dessus. Cette dernière a d'ailleurs réagi en se déformant ; on y observe en effet de nombreux petits replis.

Sous l'effet de cette pression, de cette charge, par thixotropie, de l'eau interstitielle est alors chassée de la couche de sédiments fins ...et rappel, ce mouvement de l'eau se fait toujours vers le haut !

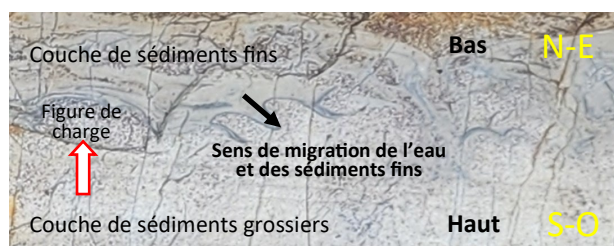
Ce mouvement, cet échappement de l'eau se manifeste ici, dans l'encadré rouge, par les trois digitations en forme de pointes ou de flammes de sédiments fins qui pénètrent alors en retour dans la base du lit plus grossier.

L'interface couche de sédiments fins - couche de sédiments grossiers présente alors une alternance de flammes de sédiments fins et grossiers qui s'interpénètrent.

La strate observée étant toujours située sur le front Nord-Est de la tranchée et vue en coupe, le bas de la strate serait en haut de la photo et le haut de la strate en bas de la photo.

Ces observations viennent donc confirmer la conclusion tirée au paragraphe précédent.

La strate serait donc en position inversée et on serait sur le flanc court d'un synclinal ou d'un anticlinal déversé.



- Les « convolute beddings » ou « dish and pillar structures » ou sismites

Un phénomène semblable au précédent peut être à l'origine de convolutes également connues sous le nom de sismites.

Lors d'un séisme, les sédiments gorgés d'eau sont remués latéralement et verticalement.

Certaines zones sont alors liquéfiées (= avec plus d'eau que de grains) provoquant un mouvement d'expulsion de l'eau vers le haut.

Ces mouvements ascendants de l'eau vont déformer les litages initialement subhorizontaux. Cela va se traduire par des zones relativement étroites et montrant des litages convexes vers le haut : les « pillars », entrecoupées par des zones plus larges montrant des litages plus plans ou à concavité dirigée vers le haut sur leurs bords : les « dishes ».

C'est la rythmicité de ces déformations, rappelant le+ décours sinusoïdal des ondes sismiques qui a fait que les sédimentologues ont évoqué pour elles une cause sismique. Et effectivement, on peut observer ces bancs à convolutes ou « convolute beddings » dans de nombreuses formations sédimentaires lacustres actuelles ou fossiles au voisinage de volcans.

Ces sismites sont encore facilement reconnaissables par le fait que les structures convolutées, non interrompues au sein d'un même lit, sont encadrées au-dessus et en dessous par des couches qui, elles, n'ont pas été perturbées.

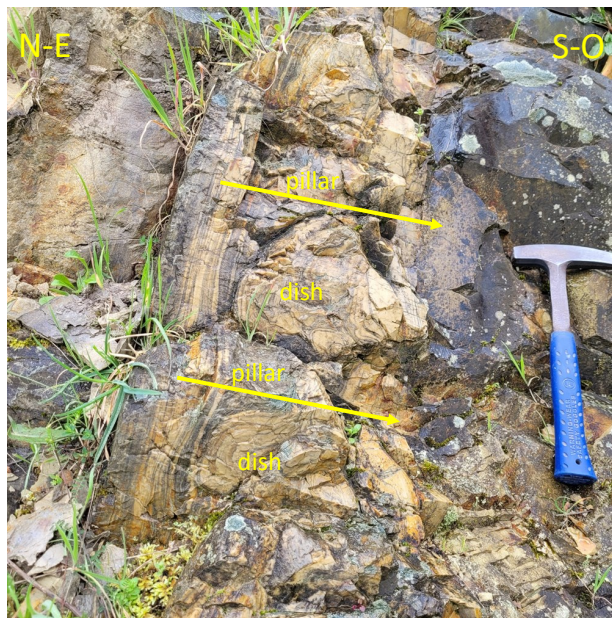


« Convolute bedding » ou sismite

Cliché de Kathleen Nicoll, PhD - University of Utah - Facebook

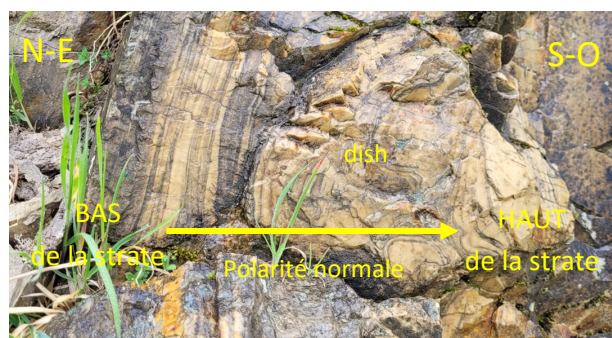


« Convolute bedding » du fond de la tranchée des Malécots



Détail et interprétation

Les flèches indiquent le mouvement d'échappement de l'eau qui se fait toujours vers le haut.



Sismite du fond de la tranchée des Malécots

Les dishes ayant toujours leur concavité dirigée vers le haut, il en résulte que le haut de la strate se trouve donc à droite de la photo et le bas à gauche.

Ces sismites confirment donc ce qui a été dit auparavant concernant les figures d'échappement d'eau ou les structures en flammes à savoir que les strates de cinérites sont en position inverse et que l'on est sur le flanc court d'un synclinal ou d'un anticlinal déversé.

Question : Connaissant la hauteur des convolutes et leur périodicité, n'aurait-on pas là un moyen d'évaluer approximativement la magnitude du séisme sachant que son épocentre (ou la position du volcan) est inconnu mais quand même relativement proche pour toutes les raisons évoquées plus haut ?

Selon Fabrice Redois et Christophe Noblet, « les types des SSDS des Malécots correspondent au moins aux types 4, 5, 6 et 8 de Zhong et al. (2022) (respectivement : « liquefied diapirs », comprenant probablement les « dishes and pillars » ; « liquefied convolutes » ; « slump folds » ; « pillow structures ») [Fig. 11], avec des tailles similaires voire plus importantes dans le cas des slumps. Ces éléments permettent d'envisager, selon Zhong et al. (2022), des magnitudes comprises entre 5 et 8 sur l'échelle de Richter sans tenir compte de la distance à l'épicentre [Fig. 11]. »

Conclusion

Les figures de sédimentation ou « SSDS » sont, sur le terrain, difficiles à mettre en évidence, il faut vraiment regarder de près !

En exploitant toutes les figures qu'ils ont pu observer dans la tranchée, Fabrice Redois et Christophe Noblet sont arrivés à la conclusion que les strates de cinérites sont en position inverse. On est dans la tranchée des Malécots sur le flanc court d'un synclinal ou d'un anticlinal déversé.

Ils confirment ainsi, en se basant sur des critères essentiellement sédimentologiques, ce que les auteurs des cartes géologiques de Thouarcé et de Saumur avaient déjà notés mais en s'appuyant sur des critères purement tectoniques.

À l'échelle de la tranchée, cela revient à dire que les strates du front N-E sont plus vieilles que celles du front S-O et qu'en conséquence, les troncs de Lépidodendrons que l'on observe sur le front S-O ont leurs stigmaria ancrés vers le belvédère, vers le N-E et leurs feuillages pointés vers le S-O.

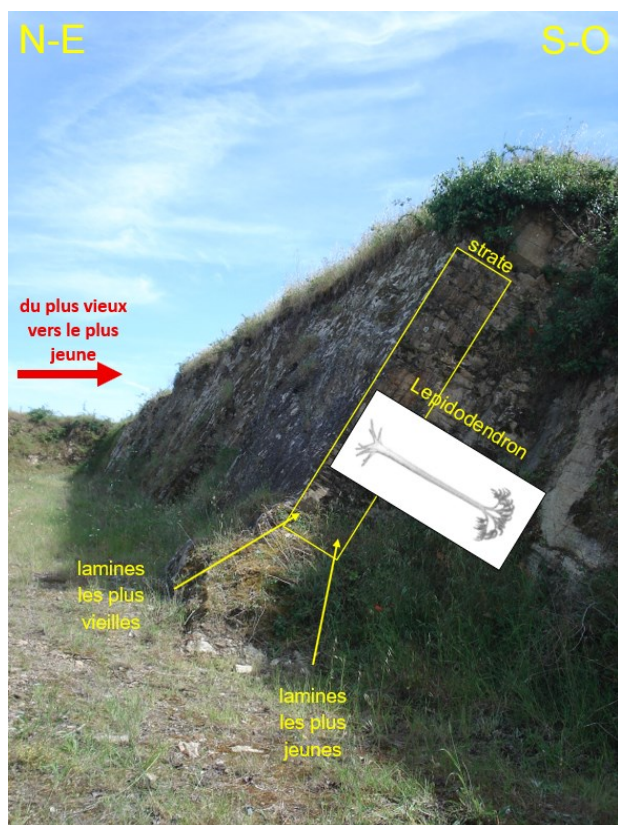


Schéma interprétatif final

On doit donc admettre que tout le Carbonifère du Sillon Houiller de Basse-Loire a été plissé et affecté par un style de déformations tangentielle en grands plis couchés ou déversés.

Contexte de mise en place des bassins en pull-apart

Après la collision continentale vers -380 Ma entre Armorica au Nord et Gondwana au Sud, lorsque les contraintes compressives cessent entre -350 et -330 Ma, la chaîne varisque subit un effondrement gravitaire post-collision.

Cette distension a été responsable de la mise en place de nombreux batholites de granite entre -330 et -315 Ma. Mais elle s'est également traduite par la formation de nombreux bassins en pull-apart, très subsidants qui ont recueilli, entre autres, les produits d'érosion de leurs reliefs bordiers.

Sous climat chaud et humide, de type équatorial, des forêts luxuriantes se sont installées dans ces bassins.

Après des millions d'années, se sont ainsi formées des alternances de dépôts détritiques ou « stériles » et de veines de charbon ou « fertiles » selon une rythmicité bien connue, le charbon résultant de la transformation anaérobie de la matière organique végétale

Tel est le cas du bassin carbonifère du Sillon Houiller de Basse-Loire.

Le fond de ce bassin était occupé par un lac ou des marécages, de nombreux fossiles d'Équisétales ayant été récoltés dans le charbon extrait de la mine voisine.

Près de ce bassin, peut-être sur ses failles bordières, ou dans le bassin lui-même, un volcan ou plusieurs volcans (pourquoi pas une caldeira ?) se sont mis en place, à dynamisme explosif, capables de produire des nuées ardentes et des panaches de cendres.

Sédimentation et manifestations volcaniques dans le bassin

Lors d'une phase d'activité précoce, de dynamisme plutôt strombolien ou vulcanien, le volcan a pu rejeter des bombes, celles que l'on observe aujourd'hui sur le front N-E de la tranchée à côté du slump.

L'accumulation et la juxtaposition de ces bombes (de forme fuselée qui ont donc subi un parcours aérien) suggère un transport, depuis le cône volcanique où elles ont été projetées, vers le bas du bassin où elles sont maintenant rassemblées. Seule l'eau, d'un torrent par exemple, a pu effectuer ce tri car sous le belvédère, dans cette partie de la tranchée, les bombes ne sont pas mêlées à des sédiments.

Le slump, constitué de couches de cinérites bien compactées donc issues d'éruptions antérieures, est lui aussi d'origine allochtone. Il pourrait s'être détaché des flancs du volcan ou de la bordure du bassin suite à une secousse sismique plus importante que les autres. Il aurait ensuite glissé sur la pente pour finalement finir sa course contre le tas de bombes, sur le fond du bassin occupé par un lac.

En même temps que le slump, ou plus tard, ont sédimenté dans l'eau toutes les couches de cinérites de la tranchée des Malécots, en position bien horizontale. Localement, elles ont pu être remaniées, glisser et engendrer des dépôts turbidiques.

Des coulées de cendres ont pu également dévaler les pentes du bassin pour finalement sédimenter dans le lac.

Des cendres ont alors recouvert les bombes déjà déposées en prenant leur empreinte comme le suggèrent les reliefs lisses et ondulés de leurs contacts que l'on a observé sur le front Nord-Est de la tranchée.

Mais dans la pile de strates de cinérites de la tranchée des Malécots, on ne sait pas vraiment à quel(s) niveau(x) s'est installée ou se sont installées les forêts de Lépidodendrons.

Un stigmaria a cependant été découvert sur le front Sud-Ouest de la tranchée, près de l'entrée. Cela indique qu'une forêt au moins aurait été présente à ce niveau, après le dépôt préalable de cinérites (15 m après diagenèse).

Comment peut-on expliquer l'installation d'une telle forêt sur un sol constitué de cendres acides déposées au fond d'un lac ?

On l'explique tout simplement par diminution de l'espace disponible dans le lac qui se serait donc comblé soit par diminution de la subsidence du bassin et (ou) par l'apport important de cendres.

Les cendres volcaniques, même acides, ont pu constituer un excellent substrat en fournissant aux Lépidodendrons des éléments nutritifs rapidement solubles comme le Na, K, Ca, Mg, Si, P et S et des oligo-éléments tels le Cu et le Zn.

Cette forêt a été ensuite détruite par un blast accompagnant une nuée ardente.

Le fait que les strates du front Sud-Ouest ne présentent aucun élément de grande taille de type blocs, brèches, suggère que la forêt des Malécots n'a pas été touchée par la nuée.

Le blast a sectionné les stipes.

Puis les cendres chaudes du nuage pyroclastique, légères, les ont recouverts et brûlés.

Remarque : Un nuage pyroclastique pouvant même se propager à la surface de l'eau (exemple de la Montagne Pelée en Martinique), on peut aussi imaginer que la nuée ardente ait brûlé des Lépidodendrons qui peuplaient les berges du lac ou avaient même les pieds dans l'eau.

En tout cas, l'histoire du bassin dont on ne connaît pas l'extension initiale se termine par un raccourcissement tectonique. Recouvrait-il une partie de la sous-unité à blocs de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire ? Était-il le prolongement vers l'Est du Bassin d'Ancenis ?

Il a été en même temps cisailé comme le montrent le pli de la Feuille d'Or et le fait que dans la tranchée des Malécots, on soit sur le flanc inverse d'un pli déversé vers le Sud-Ouest.

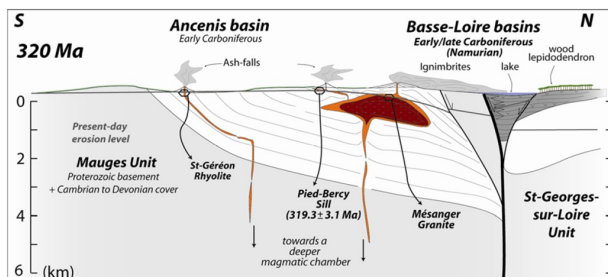
Ces deux plis déversés vers le Sud-Ouest et peut-être superposés pourraient également indiquer un basculement, avec approfondissement, du bassin vers le Sud-Ouest. Les deux plis auraient alors glissé le long de la pente créée.

Origine du volcanisme explosif plinien

Comme on l'a déjà dit, ni la plomberie magmatique (cheminées, dykes, sills, laccolites, voire diatrèmes) ni les manifestations effusives (coulées ignimbritiques, ...) de ce volcanisme explosif n'ont été mises en évidence à ce jour.

Néanmoins, à la même époque, se met en place dans le Bassin d'Ancenis, à 30 km à l'Ouest de la tranchée des Malécots, le granite de Mésanger qui recoupe le Poudingue d'Ingrandes que l'on a daté à $319,3 \pm 3,1$ Ma (datation sur zircon).

Ce magmatisme a pu alimenter celui du Sillon Houiller de Basse-Loire.



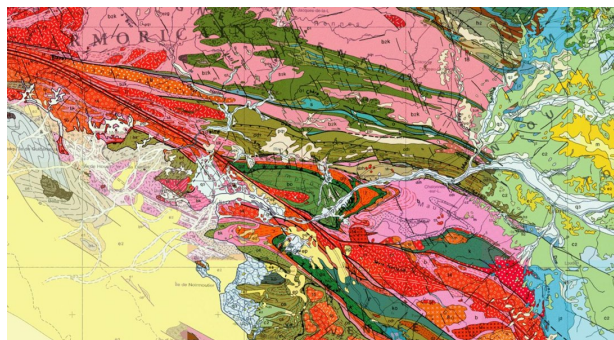
Coupe schématique de la région d'Ancenis au Serpukhovien, il y a 320 Ma

Le volcanisme est enregistré à la fois dans le bassin d'Ancenis et dans le Sillon Houiller de Basse-Loire.

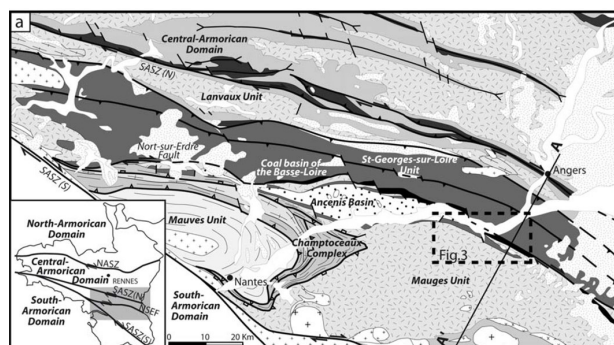
Thèse C. Ducassou - 2009)

Cela reste une hypothèse car l'histoire tectonique de la région a été très complexe et fait toujours l'objet de débats.

Une simple carte suffit à le comprendre.



Extrait de la carte géologique de la France au 1/10⁶ ème
(Document Géoportail)



Carte géologique de la région étudiée

(Thèse C. Ducassou - 2009)

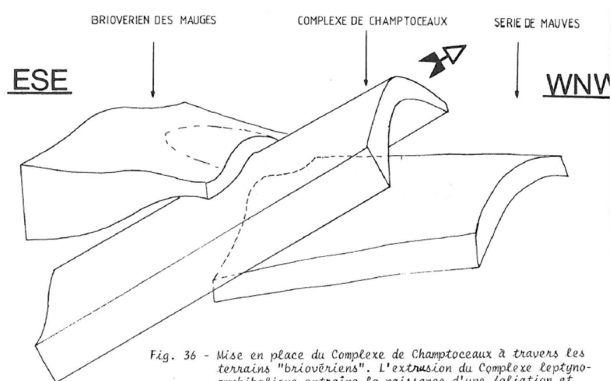
En effet, on est là au Sud de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire, un ancien rift continental qui a évolué en un domaine océanique relativement étroit, dont on suppose qu'il s'est ensuite fermé par subduction vers le Sud sous les Mauges au Dévonien moyen à supérieur.

Cela pourrait impliquer la formation d'un arc volcanique quelque part sur (ou près de) la marge Nord des Mauges.

Les Mauges chevauchent vers l'Ouest le Complexe de Champcochaux, ce dernier chevauchant lui-même la Formation briovérienne de Mauves-sur-Loire, tout cela à la façon des tuiles d'un toit. Plus exactement, c'est la Formation de Mauves-sur-Loire qui a été sous-charriée sous les Mauges.

Le Complexe de Champtoceaux représente en effet un ancien domaine océanique, en fait un petit segment de l'Océan Centralien en continuité avec notre Océan Centralien vendéen dont il nous reste quelques reliques avec les fameuses éclogites de Saint-Philbert-de-Bouaine et dont on sait qu'il s'est fermé vers -390 Ma, à la limite Dévonien-Carbonifère, par subduction vers le Nord, sous les Mauges.

La voussure anticlinale de l'ensemble Mauges - Complexe de Champtoceaux - Formation de Mauves-sur-Loire est le résultat de cette compression Nord-Sud liée à la fermeture de l'Océan Centralien.



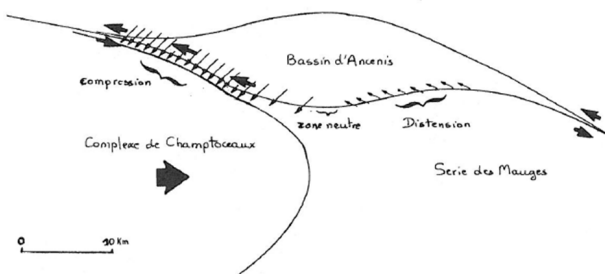
Mise en place du Complexe de Champtoceaux à travers les terrains « briovériens »

(Hervé Diot - 1980)

Lors de cette fermeture, il y a eu là aussi très certainement formation d'un arc volcanique. Où ? Sur la marge Sud des Mauges ?

Puis vers -370, -350 Ma, la collision entre Armorica et Gondwana a généré la chaîne varisque. Des reliefs sont créés.

Et ce serrage va engendrer à la frontière entre les Mauges et l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire, une importante faille : la faille de Nord-sur-Erdre qui, jouant en senestre, déforme le bassin dévonien d'Ancenis qui prend une forme en amande.



Interprétation de la déformation cisailante senestre observée dans la série anté-frasnienne au Nord de la Loire

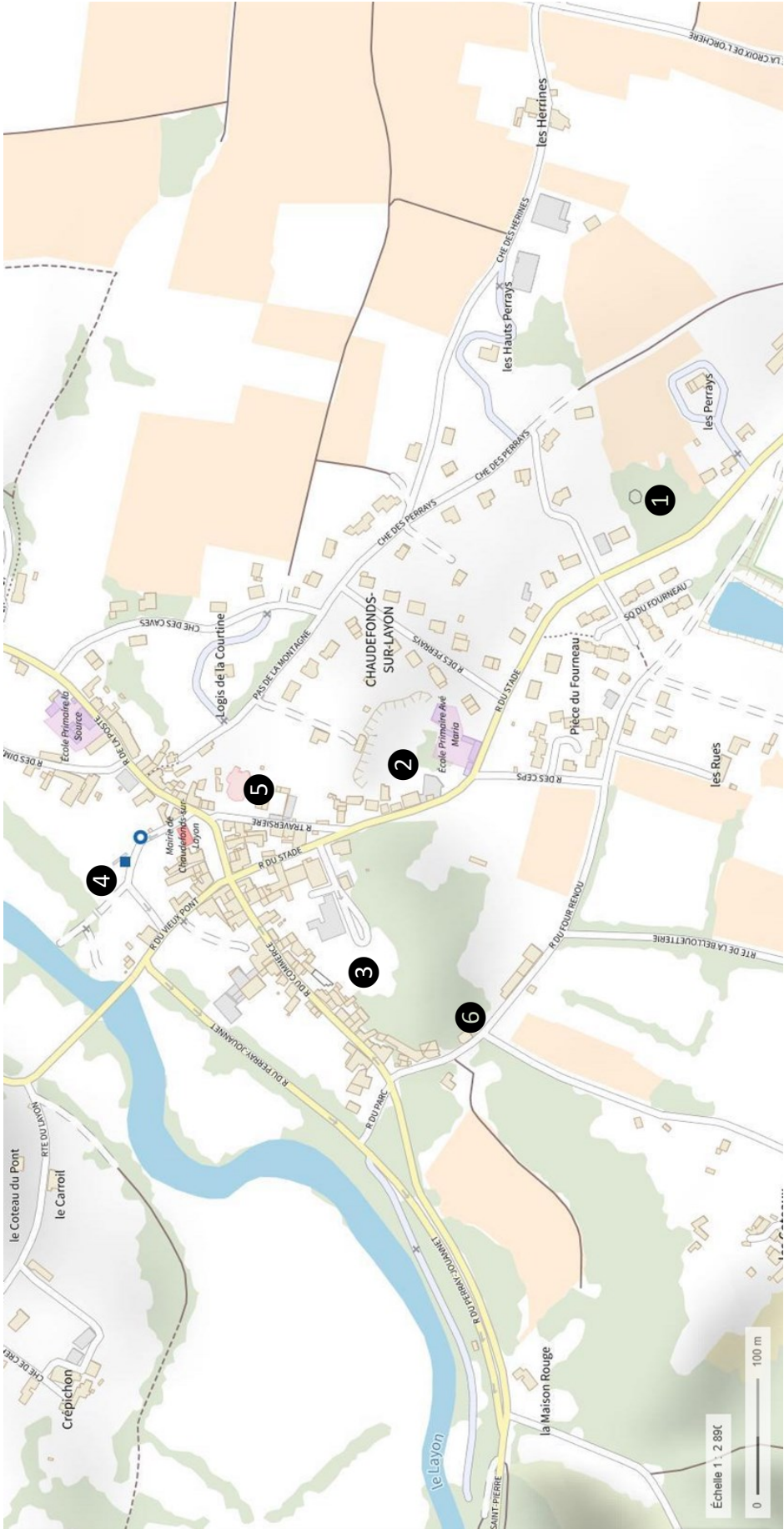
(Hervé Diot - 1980)

En même temps, se mettent en place la plupart des granites post-collision, vers -330 Ma, le long des cisaillements dextres de la faille de Cholet au Sud des Mauges et du CSA (Cisaillement Sud-armoricain).

On voit bien qu'il y a là de nombreux facteurs qui ont été susceptibles d'engendrer le volcanisme du Sillon Houiller de Basse-Loire.

Pique-nique à Saint-Aubin-de-Luigné





Parcours suivi dans Chaudefonds-sur-Layon

Arrêt 2 : Promenade dans Chaufefonds-sur-Layon



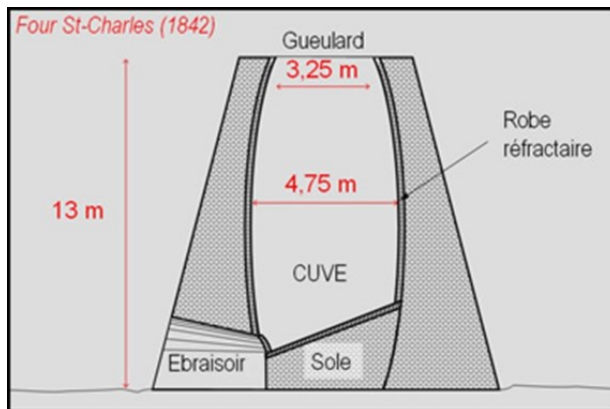
1- Le four à chaux Saint-Julien

Ce four est une énorme bâtisse, légèrement conique, haute de près de 13 m et construite intérieurement en briques réfractaires. Mais la robe pouvait être aussi en tuffeau ou en pierre siliceuse dans d'autres fours de la région.

On peut y voir à la base un ébraisoir et latéralement, à droite, comme un mur, en fait une construction maçonnée en pente douce qui permettait aux chauxfourniers d'alimenter le four par le haut, le gueulard, en déversant en alternance des couches de charbon de bois et de calcaire concassé.

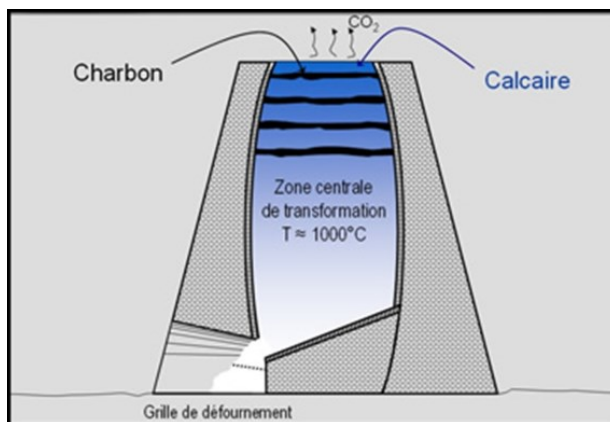


Fabrice Redois devant le four à chaux



« Le mode de fonctionnement était le suivant : on alternait une couche de calcaire (1000 kg) avec une couche de charbon (250 kg), sous forme de sandwich. Les chauxfourniers enfournaient le matériau par le gueulard, pendant que d'autres venaient tirer la chaux et les cendres dans les ébraisoirs.

Le calcaire et le charbon - tous deux présents dans la région - descendaient par gravité au rythme des tirages et arrivaient en bas au bout de 4 à 5 jours. Entre temps, ils traversaient la zone centrale où la chaleur était maximum (1000 à 1500°C). C'est là qu'ils se transformaient en chaux vive et en cendres. La figure ci-dessous illustre ce principe.



En bas, la chaux vive en blocs est grossièrement triée des cendres par la grille de défournement. La première pouvait être concassée puis vendue telle quelle ou encore être éteinte par arrosage, les secondes servaient de chaux à usage agricole.

La réaction d'hydratation de la chaux vive est très violente et exothermique. Elle pulvérise les blocs et évite ainsi le concassage de la chaux éteinte (appelée aussi chaux grasse ou aérienne).

Tous ces matériaux passaient ensuite au blutage, où des tamis permettaient d'obtenir la finesse souhaitée.

Cette chaux partait en premier lieu pour l'agriculture (amendement des sols), mais aussi pour l'affinage de l'acier (fer blanc en particulier), les tanneries ou les papeteries et bien sûr la construction (mortiers, crépis). Elle ne voyageait jamais très loin, en Anjou, en Vendée, dans le sud Bretagne ou à Nantes par la Loire. »

<http://www.stebarbe.com/industriechaux.htm>



On prend des notes !

2- Ancienne carrière de calcaire du Dévonien près de l'école



Elle révèle l'importance de l'érosion du calcaire par dissolution par les eaux d'infiltration riches en CO₂. Il en résulte le développement d'un relief karstique avec formation de grottes.

3- Impasse de la carrière et terrain multisport (près de la salle communale)

Il s'agit d'une ancienne carrière de calcaire aujourd'hui transformée en terrain de jeux.

En entrant, à gauche, un petit front de taille de calcaire beige expose de nombreux filonnets de calcite. Il est surmonté par une formation ocre, argileuse et stratifiée, la stratification étant soulignée par des bancs de cailloutis plus ou moins grossiers.



Filon de calcite dans le calcaire

Le calcaire d'âge dévonien montre de très nombreux fossiles branchus : des Coraux Tabulés dont *Thamnopora* (*Favosites*) *cervicornis* entre autres et des pédoncules ou « tiges » de Crinoïdes.



Tabulés et Crinoïdes



Pédoncules (« tiges ») articulés de Crinoïdes vus en 3D



Tabulés et pédoncules de Crinoïdes en coupe transversale



Thamnopora (Favosites) cervicornis
(Échantillon de Fabrice Redois)

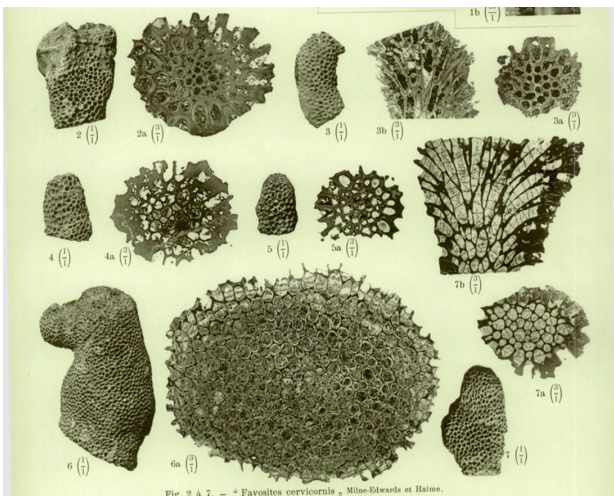


Planche représentant des Tabulés du Dévonien
(M. Legompte, Mémoire n° 75 du Musée Royal d'Histoire
Naturelle de Belgique-1936)

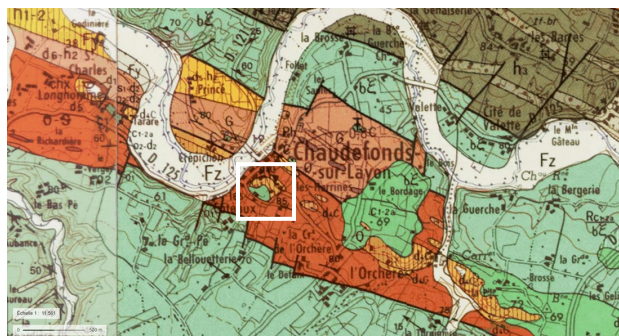
Plus loin, le front calcaire est masqué par la végétation. Mais à sa base, on peut récolter de nombreux galets bien arrondis, de toutes les tailles.



Ils proviennent en réalité du sommet du front. Il suffit de lever les yeux pour retrouver tout en haut de l'ancien front de taille un petit plateau ocre, d'aspect identique à la formation entrevue à l'entrée de l'impasse de la carrière, faite de cailloutis, sables et graviers, voire de gros galets.

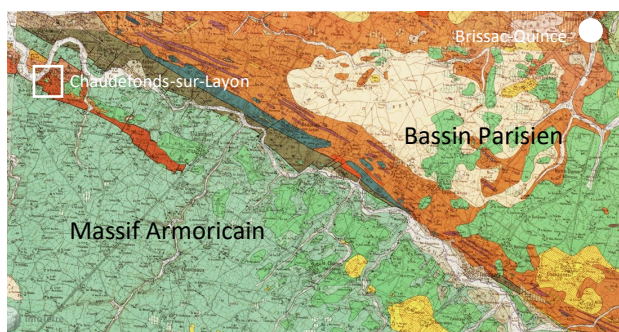


Cette formation qui renferme également des argiles à silex est attribuée au Cénomanién inférieur. Elle est venue recouvrir en placages et fossiliser, lors de la grande transgression du Cénomanién, le relief karstique qui s'est développé sur et dans le calcaire Dévonien pendant tout le Crétacé inférieur quand le Massif Armoricain était complètement émergé.



Transgression du Crétacé supérieur (en vert dans le cadre blanc) sur le calcaire dévonien (en marron et orange) au niveau de l'impasse de la carrière

Document Géoportail



Situation des deux grandes unités géologiques : Massif Armoricain et Bassin Parisien

Document Géoportail

Sur le côté Nord de la carrière, derrière les jardins des particuliers, on peut encore observer de très près un petit front de calcaire dévonien gris présentant de nombreux et magnifiques *Thamnopora cervicornis* en coupe transversale et longitudinale.



Thamnopora cervicornis

Les Calcaires de Chalonnès appartiennent à l'Unité de Châteaupanne-Chaudefonds.

Ils se présentent sous la forme de roches massives, en bancs épais, à grain fin, à cassure presque conchoïdale, de teinte plutôt sombre, gris bleuâtre et sont, par places, littéralement pétris d'organismes récifaux. Ils sont en effet très riches en Stomatopores (*Amphipora*, *Clathrodidyon*, *Stromatopora*), Tétracoralliaires (*Calceola sandalina*) et Tabulés (*Thamnopora cervicornis*, *Pachypora*) et renferment également des Brachiopodes (*Amphigenia bureau*, *Atrypa reticularis*, *Retzia ferita*, *Rhynchonella procuboides*, *Pentamerus davyi*, *Spirifer robustus*), des Bivalves (*Avicula pseudolaevis*, *Conocardium*), des Ostracodes, des Crinoïdes, autant d'organismes marins qui ont permis de les dater de l'Emsien et de la base de l'Eifelien soit de la limite Dévonien inférieur - Dévonien moyen (-408 à -390 Ma).

Sur le terrain et cartographiquement, ils se présentent sous la forme de lentilles pouvant atteindre 200 m de puissance et parfois plusieurs km de longueur et dispersées dans un ensemble schisto-gréseux qui les enserrant de toutes parts.

Dans les environs immédiats de Chaudefonds, ce sont, d'Ouest en Est, les lentilles de Saint-Charles, de Tarare, de Crépichon, du bourg de Chaudefonds (arrêts 3 et 6 de notre parcours dans Chaudefonds), du Fourneau Saint-Julien (ou de l'Est des Herrines) (arrêt 1), des Cantines, de l'Orchère et de la Fresnaye. Aujourd'hui, seule est exploitée la carrière de l'Orchère.

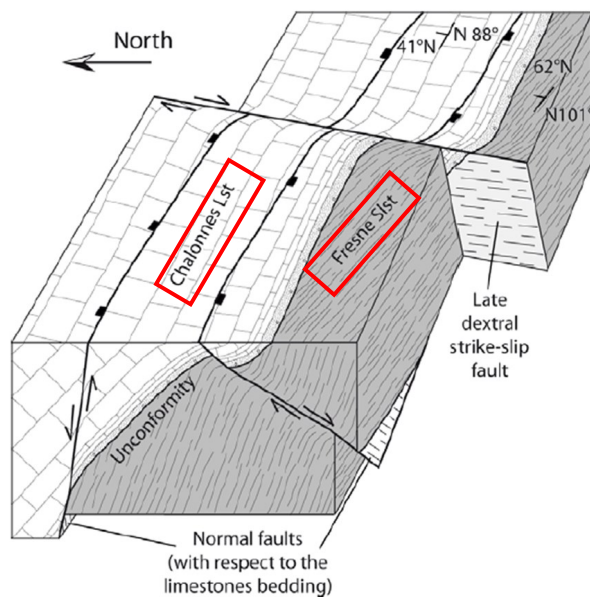
Ces lentilles calcaires sont d'autre part remarquablement alignées selon une direction N120°.

En appliquant le Principe de l'Actualisme, les conditions favorables à l'installation des récifs coralliens étant très restrictives (les Coraux sont de très bons fossiles de faciès), on peut émettre l'hypothèse que ces lentilles, authentiques biohermes, devaient former un véritable récif-barrière allongé le long d'une côte rectiligne qui pourrait souligner une faille.

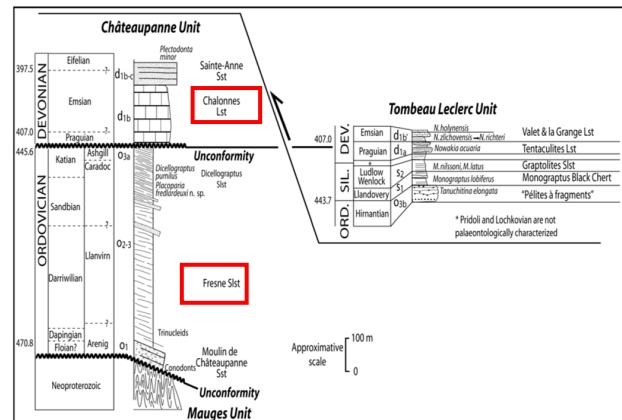
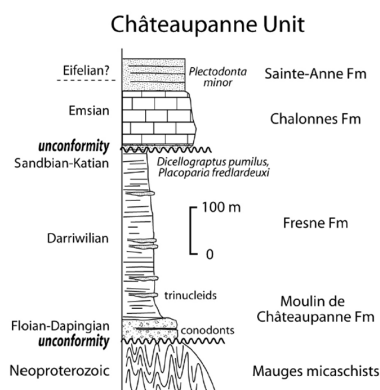
La probabilité est donc forte pour que ce récif-barrière se soit développé sur le nez d'un bloc basculé : le bloc de Châteaupanne.

Effectivement, on a mis en évidence, dans la carrière de Châteaupanne, à une dizaine de km à l'Ouest de Chaudefonds, au niveau d'une faille normale, une discordance angulaire entre la Formation de Chalonnnes de l'Emsien-Eifelien basal (Dévonien inférieur - base du Dévonien moyen) et la Formation de Fresnes datée de l'Ordovicien.

Donc cet accident pourrait être daté du Silurien puisqu'il y a ici une lacune de tout le Silurien.



Bloc-diagramme montrant la discontinuité entre les Formations de Fresne et de Chalonnnes
(C. Ducassou - 2009)



Colonne litho-stratigraphique de l'Unité de Châteaupanne
(C. Ducassou - 2009)

Les calcaires marins de la Formation de Chalonnnes reposent en effet sur les grès de la Formation de Fresnes en faisant un angle de 25° environ.

De plus, entre ces deux formations, donc entre le bioherme récifal dévonien et les schistes à *Dicellograptus pumilus* qui terminent l'Ordovicien, on a mis en évidence un niveau gréseux à grains de sable éolisés et un niveau à plantes voisines des genres *Psilophyton* (Lycophytes ?) et *Foozia* (Cladophylées, précurseurs des Fougères) suggérant des conditions voisines de l'émersion.

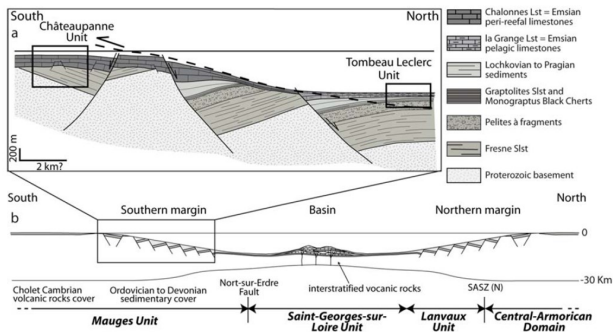
Ces deux derniers genres de plantes vasculaires ont été datés ailleurs, en Belgique par exemple, du Dévonien inférieur.

Si l'on remet donc les strates du bioherme en position horizontale, position qui était la leur au moment de leur formation en milieu marin, les grès de la Formation de Fresnes sont alors pentés vers le Nord et l'ensemble fait alors bien penser à un bloc basculé, d'âge ordovicien, sur le nez duquel, après érosion puis émergence, se sont développés les récifs coralliens de la Formation de Chalonnnes.

Immédiatement au Nord de ce bloc basculé et en contact faillé, est présent un autre bloc basculé, celui de l'Unité du Tombeau Leclerc, sur lequel est posé un Silurien complet et marin, lui conférant donc un caractère plus distal par rapport au bloc basculé précédent, le continent étant représenté par les Mauges.

L'existence de ces blocs basculés, limités par des failles normales, doit être mise en relation avec la formation du rift de Saint-Georges-sur-Loire, dès le Cambrien, immédiatement au Nord du socle briovérien des Mauges puis surtout son élargissement selon une direction Nord-Sud et sa forte subsidence (épaisseur de 3000 m de sédiments) pendant tout l'Ordovicien et le Silurien. Ce rift se serait ensuite océanisé mais aucune trace de périodotite serpentinisée n'a été mise en évidence.

On aurait là finalement, dans l'Unité de Châteaupanne, ce qui ressemble beaucoup à une marge continentale bien établie entre le continent des Mauges au Sud et le rift de Saint-Georges-sur-Loire, domaine marin en extension au Nord.



Coupe schématique de la région au Dévonien inférieur
(C. Ducassou - 2009)

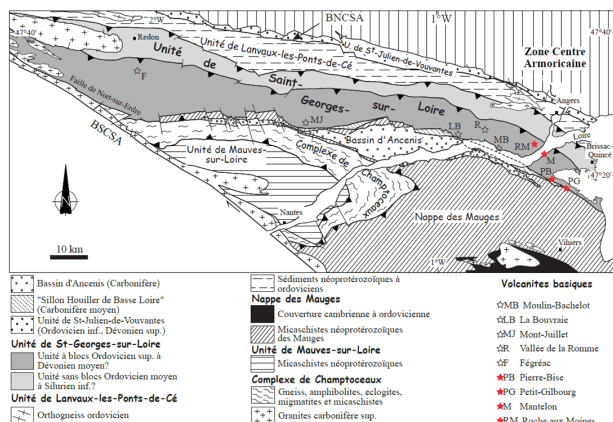
Cette Unité de Saint-Georges-sur-Loire comporte dans sa partie méridionale une sous-unité appelée « Unité à blocs » qui renferme de nombreux blocs de roches sédimentaires : phanites, calcaires, grès ... mais aussi des roches d'origine magmatique : volcanique à hypovolcanique, de chimisme basique, acide et intermédiaire, dispersés dans une matrice schisto-gréseuse et que l'on interprète aujourd'hui comme un gigantesque olistostrome.

Remarque : Toute l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire pourrait d'ailleurs représenter un prisme d'accrétion sédimentaire formé lors de la fermeture du rift par subduction vers le Sud sous le continent des Mauges.

D'autre part, les blocs de calcaire de l'« Unité à blocs » sont, comme par hasard, beaucoup plus nombreux dans la partie orientale de cette unité, c'est-à-dire entre Saint-Aubin-de-Luigné et Beaulieu-sur-Layon, donc relativement voisins des biohermes installés sur le nez du bloc basculé de l'Unité de Châteaupanne datés, pour la plupart, du Dévonien inférieur (Emsien).

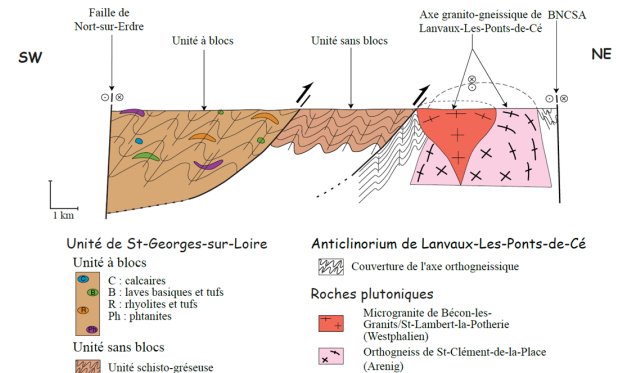
Présents sous la forme de conglomérats polygéniques ou de conglomérats à galets calcaires, on peut donc supposer qu'ils proviennent du démantèlement des biohermes installés sur le bloc basculé de l'Unité de Châteaupanne ou pourquoi pas aussi, des calcaires du Silurien et du Dévonien inférieur du bloc basculé voisin de l'Unité du Tombeau Leclerc.

Ils seraient ensuite tombés en slumps au fond du bassin du rift de Saint-Georges-sur-Loire avant d'être enveloppés par les sédiments schisto-gréseux qui seraient, sans aucune certitude, d'âge dévonien moyen.



Carte simplifiée du Domaine ligérien
(C. Cartier - 2002)

Tout cela fait plus ou moins penser à des dépôts turbiditiques qui auraient été ensuite intégrés dans un prisme d'accrétion lors de la fermeture du rift avant de venir chevaucher vers le Nord, lors d'un serrage post-Dévonien moyen, la deuxième sous-unité de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire, l'« Unité sans blocs ».



Structure générale de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire
(C. Cartier - 2002)

Cette compression Nord-Sud qui a fermé le rift s'est également manifestée sur la marge des Mauges par le rejeu des failles normales délimitant les blocs basculés des Formations de Chalonnès et du Tombeau Leclerc en tant que failles inverses. Au niveau de la montée d'Ardenay, près de Chaudfond, on a en effet mis en évidence un chevauchement de la Formation du Tombeau Leclerc sur celle de Chalonnès représentée localement par la lentille de calcaire dévonien de Crépichon.

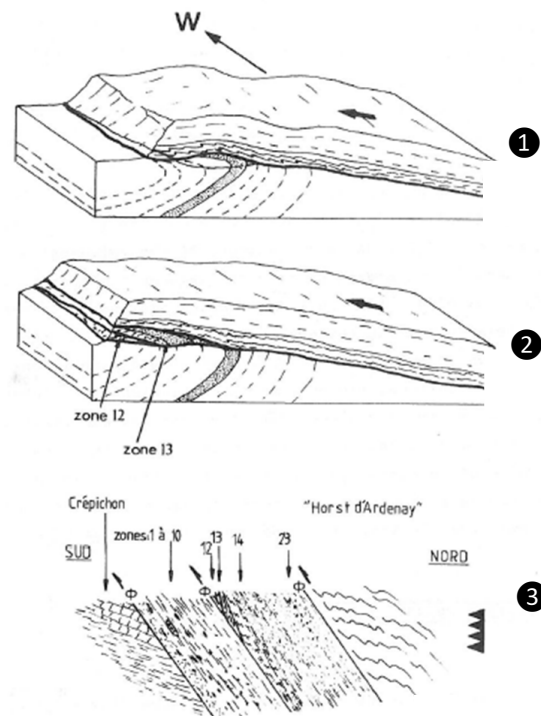


Schéma interprétatif de la « Montée d'Ardenay »
1 et 2 : Progression du chevauchement de la Montée d'Ardenay ;
la zone 13 est interprétée ici comme un « lambeau de poussée »
au mur du compartiment chevauchant.
3 : Verticalisation des unités et accentuation du chevauchement
à la suite d'une compression Nord-Sud.
(Hervé Diot - 1980)

4- Le lavoir et la fontaine Sainte Madeleine



La source Sainte Madeleine



Le lavoir

Le lavoir a été construit au XVII^{ème} siècle ; il était doublé d'un abreuvoir. Pour le construire, la municipalité de l'époque a dû se mettre d'accord avec le conseil de la paroisse pour qu'il soit alimenté en permanence par l'eau de la fontaine voisine, dénommée fontaine Sainte Madeleine depuis le début de la christianisation.

Il était en effet de coutume de donner aux sources d'eau le nom d'un saint. Elle est devenue ainsi la source de la Sainte Madeleine, en référence à Sainte Marie Madeleine, la patronne des laveuses.

Et pour une raison bien simple ! L'eau de cette source jaillissait à une température de 14 à 17°C, été comme hiver. Elle permettait donc aux lavandières de poursuivre leur activité en hiver puisque l'eau ne gelait pas.

C'est aussi cette propriété qui est à l'origine du nom de

la commune de Chaudefonds : « Calidus Fons ». Les habitants de Chaudefonds-sur-Layon sont des califontains et califontaines.

Restauré, le lavoir est toujours alimenté par la source Sainte Madeleine. S'il ne sert plus aux lavandières, il participe au patrimoine de la commune. Il est sur le parcours de nombreux chemins de randonnées. Son eau y est toujours tempérée, été comme hiver. Paraît-il que par temps très froid et sec, on peut même apercevoir un beau nuage de vapeur au-dessus de l'eau.

L'eau de la source alimente également des ruisseaux d'irrigation qui courent au milieu des potagers voisins et participent à l'entretien de quelques jardins communaux. Le trop plein du lavoir emprunte également un « bief » qui va alimenter Le Layon.



Origine de la chaleur de la source Sainte Madeleine

Elle est essentiellement d'origine géothermique.

La température de la Terre augmente en effet avec la profondeur, d'environ 3°C tous les 100 m. C'est ce qu'on appelle le gradient géothermique.

Cette chaleur terrestre provient, pour l'essentiel (80 à 90%), de la désintégration d'éléments radioactifs présents dans les roches (uranium, thorium, potassium) et l'écorce terrestre est riche en ces éléments, les 10% restants étant le reliquat de la chaleur de l'accrétion initiale de la Terre qui s'est formée il y a 4,5 milliards d'années.

On admet qu'à 10 m de profondeur, le sol est presque partout à une température stable d'environ 15°C grâce à cette chaleur terrestre mais aussi à l'énergie solaire stockée dans l'eau de pluie qui s'infiltre dans le sol. C'est la température de la source de Sainte Madeleine.

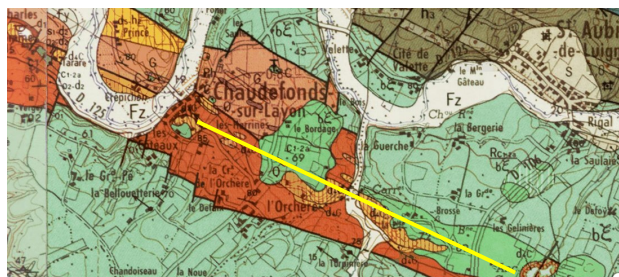
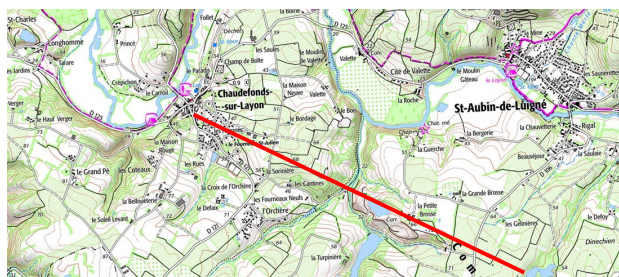
L'eau de la source provient des pluies. Elle pénètre en profondeur dans le sol par le jeu de nombreuses failles : failles de direction armoricaine NO-SE parallèles aux failles bordières délimitant le Sillon Houiller de Basse-Loire et failles transverses NE-SO à peu près perpendiculaires aux précédentes.

Deux de ces dernières failles sont d'ailleurs empruntées par un coude du Layon à Chaudefonds entre La Brosse et les Coteaux et plus à l'Est par un affluent du Layon,

le ruisseau des Buhards qui contourne le Sud de la carrière voisine de l'Orchère.

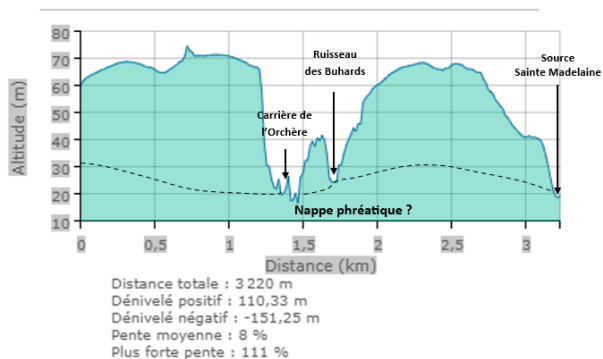
Puis à une profondeur d'au moins 10 m, certains pensent 300 m, l'eau s'accumule dans un réservoir aquifère (calcaires très karstiques du Dévonien ?) où elle se réchauffe du fait du gradient géothermique.

La nappe aquifère pourrait être installée sur des terrains cristallophylliens imperméables, peut-être le socle constitué par les schistes des Mauges. Ce serait par conséquent une nappe libre.



Document Géoportail

PROFIL ALTIMÉTRIQUE



Profil Château de la Fresnaye - Source de Sainte Madeleine

Le trait du profil est représenté en rouge et jaune sur les deux cartes ci-dessus.

La vie tourmentée de la source Sainte Madeleine

Août 2015. Il fait chaud, très chaud en Anjou. La source de la Madeleine, dans le bourg de Chaudefonds-sur-Layon, ne coule presque plus. La source, dont le débit courant avoisine généreusement les cinq mètres cubes à l'heure, ne fournit plus qu'un mince filet d'eau. Effet de la sécheresse ?

La population s'interroge autour de ce mystère. La carrière voisine de l'Orchère, située à 2 km à vol d'oiseau et récemment remise en activité, est pointée du doigt.

La MÉAC, société chargée de l'exploitation de la carrière, avait en effet commencé à pomper l'eau de l'immense cavité dès 2014. Le niveau avait alors baissé de

onze mètres avant que début juillet 2015, la Madeleine n'ait commencé à faiblir. Cause à effet ? Peut-être un rabattement de la nappe phréatique qui se serait ainsi fait sentir à 2 km du point de prélèvement ? (voir schémas page suivante).

Des études sont diligentées. L'exploitation de la carrière est suspendue.

Dix ans ont passé et la préfecture a autorisé en juillet 2022 la réouverture de la carrière de l'Orchère mais en obligeant son exploitant, la MÉAC, à limiter le pompage d'exhaure du plan d'eau de la carrière à 83 m³/h maximum. Cela signifie quand même 700 000 m³ par an ! Ce qui est énorme, fait remarquer l'ANPL (Association Nature et Patrimoine en Layon) qui n'a pas dit son dernier mot et fourbit ses armes en déposant des recours.

De son côté, le maire de Chaudefonds-sur-Layon effectue presque chaque jour des relevés de débit de la source située juste derrière sa mairie. Durant l'été 2023, pourtant période de grande sécheresse, aucune baisse de débit n'a été observée.

À ce jour, aucune étude n'a vraiment démontré de lien entre l'exploitation de la carrière de l'Orchère et le débit de la source de la Madeleine, sauf en période d'étiage.

Ce serait en fait la conjonction du pompage de l'eau dans la carrière de l'Orchère et des périodes d'étiage dans le Layon qui serait responsable d'un plus fort rabattement * de la nappe et donc du tarissement de la source de la Madeleine.

Aujourd'hui, l'exploitation de la carrière est de nouveau arrêtée suite à un nouveau recours administratif mais pour des raisons complètement différentes, liées au trafic routier. Le calcaire exploité à l'Orchère est effectivement traité sur le site d'Erbray, en Loire-Atlantique, à 75 km de là ce qui peut impliquer près de 15 allers-retours par jour de gros poids lourds en pleine exploitation.

Le pompage en nappe - Ses conséquences

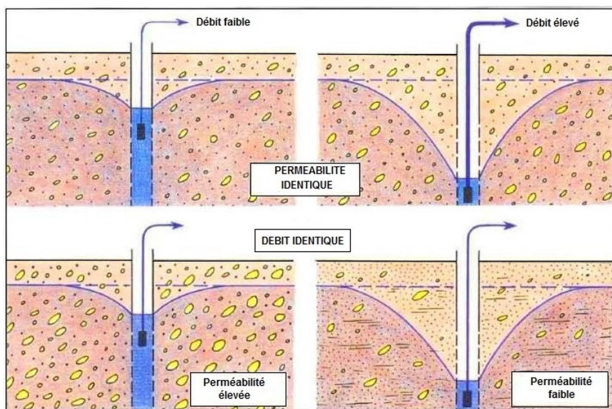
* « En créant des « points bas » artificiels, c'est-à-dire en puisant de l'eau grâce à des forages et des puits, on appelle l'eau des nappes dans les zones entourant ces ouvrages.

Le pompage crée donc une zone de dépression : on parle de cône de dépression ou de rabattement autour de l'ouvrage de captage. Ce cône est caractérisé par son extension (la zone d'influence du pompage) et par l'ampleur du rabattement du niveau piézométrique induit.

Le rabattement du niveau de la nappe ne survient pas instantanément. Le phénomène de creusement du cône est progressif et, à pompage constant, ralentit jusqu'à obtenir une stabilisation du rabattement. De la même façon, lorsque le pompage est interrompu, le niveau piézométrique remonte progressivement dans le forage et autour de celui-ci.

Le rabattement et la zone d'influence varient en fonction des paramètres hydrodynamiques, du débit et du temps de pompage. Pour un aquifère donné, le cône de rabattement est d'autant plus creusé que le débit prélevé est important. En revanche, pour un débit donné, le cône est d'autant moins profond que la perméabilité de l'aquifère est forte. »

D'après Sigès Occitanie



Digression sur l'hydrogène « blanc »

Dans l'eau du lavoir, on peut voir des petites bulles se former sur les feuilles des plantes vertes aquatiques puis venir éclater à la surface de l'eau.

Il s'agit bien évidemment de bulles de dioxygène produites par leur activité photosynthétique.

Mais cela a permis une digression sur la découverte récente (2022), à Folschviller, à 50 km de Metz et à 1100 m de profondeur, d'hydrogène dit « blanc » dans l'eau des aquifères sableux séparant les veines de charbon des formations carbonifères de Lorraine. La teneur de l'eau en dihydrogène y était de plus de 10% !

Une ressource « quasi infinie »

« Selon les chercheurs lorrains Philippe de Donato et Jacques Pironon, la forte concentration d'**hydrogène blanc** en Lorraine s'expliquerait par la présence de molécules d'eau et de minéraux composés de carbonate de fer. Une fois entrés en contact, ces deux éléments génèrent des réactions d'oxydation du minéral et de réduction de l'eau, qui aboutissent à la production de dihydrogène (H_2) et d'oxydes de fer. Si cette hypothèse se confirme, cela impliquerait que cette production d'hydrogène, en plus d'être colossale et naturelle, pourrait donc être presque renouvelable car ces processus chimiques d'oxydation et de réduction demeurent rapides (de l'ordre de quelques semaines ou mois) et la réserve de carbonate de fer dans le sous-sol lorrain quasi infinie. »

« Selon des premières simulations, à 3 000 m de profondeur, ces teneurs pourraient dépasser 90 %, chiffre Philippe de Donato. Si les chercheurs voient juste, au total, le possible gisement lorrain pourrait contenir environ 46 millions de tonnes d'hydrogène naturel... ce qui correspondrait à plus de la moitié de la production annuelle mondiale d'**hydrogène gris** aujourd'hui ! »

<https://www.h2-mobile.fr/actus/hydrogene-naturel-france-detenait-plus-gros-gisement-monde/>

Remarque : L'hydrogène « gris » est l'hydrogène produit en usine par transformation du gaz naturel et l'hydrogène « noir » est celui produit à partir du charbon.

Alors pourquoi pas aussi de l'hydrogène blanc dans les environs de Chaudefonds-sur-Layon puisque on a des nappes aquifères et que les calcaires dévoniens, surtout ceux de la base, sont très pyriteux ?

5- L'église Saint- Pierre



La première église de Chaudefonds-sur-Layon a été construite au XII^{ème} siècle. Elle était en bois et a été détruite par un incendie en 1728.

Une nouvelle église a été construite en pierre à la fin du XVIII^{ème} siècle, mais elle a été en partie détruite pendant la Révolution française.

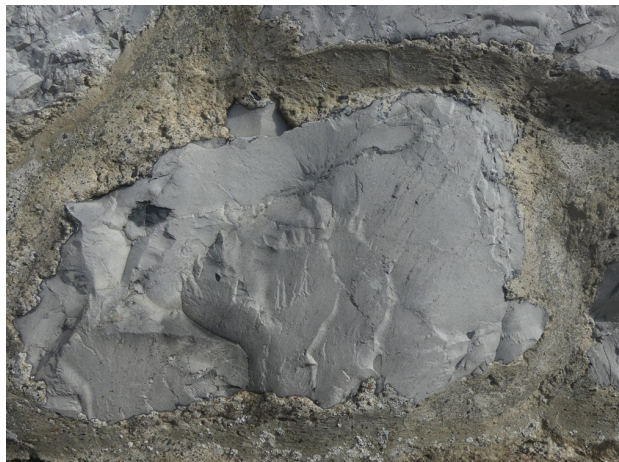
En 1880, le Conseil Municipal décide de construire une nouvelle église. Les travaux commencent en 1882 et sont achevés en 1912. L'église est consacrée à Saint Pierre, le premier pape de l'Église catholique.

Elle est construite en calcaire local.

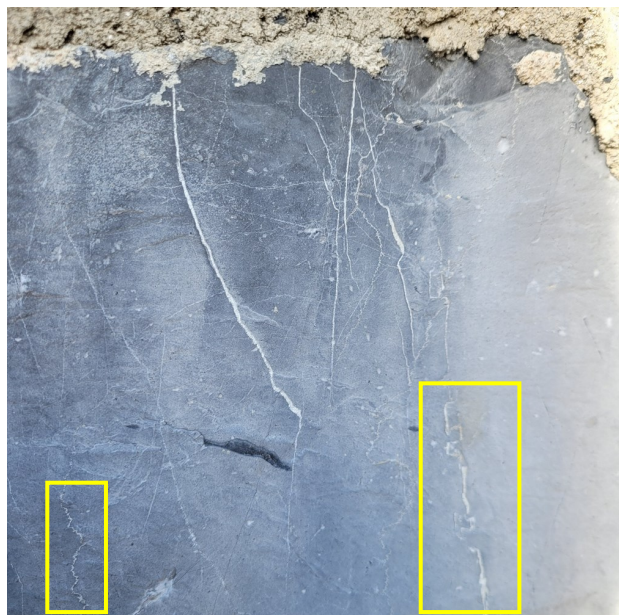
Le calcaire dévonien qui a été utilisé était gris sombre mais avec le temps, il s'est éclairci et a pris une patine bleutée, ce qui lui donne une couleur bien particulière.

L'église Saint-Pierre est un bel exemple d'architecture néo-romane.





À la surface de quelques blocs, on peut observer des joints stylolithiques, témoins de forces de compression s'exerçant la plupart du temps au cours de la diagenèse.



Joints stylolithiques

Derrière le chevet de l'église, affleurent des schistes très feuilletés à pendage presque vertical.

Ces schistes dits « Schistes à Fucoïdes » ont été datés de l'Ordovicien grâce à leurs associations d'Acrirarches et de Chitinozoaires et à la présence de Graptolithes du genre *Dicellograptus* caractéristiques de l'Ordovicien supérieur (Caradocien supérieur - Ashgillien inférieur).

Ils doivent leur nom au fait que leurs surfaces de schistosité montrent des traces qui ont été interprétées pendant pratiquement tout le XIX^{ème} siècle comme étant des restes fossiles d'Algues voisines des Fucus actuels (d'où leur qualificatif de « fucoïdes ») mais qui se sont révélées être plus tard (Fuchs, 1893) comme étant des pistes-galeries, des terriers sinueux, ramifiés et spiralés, laissés par des organismes énigmatiques, vermiformes et fousisseurs : des Polychètes, des Sipunculien, des Hémicordés,...

Il s'agit donc d'ichnites c'est-à-dire de témoins fossiles d'activité animale. Ici, ces ichnites sont de type « *zoophycos* ».

Ces ichnites étant d'autre part rencontrés dans des sédiments âgés du Cambrien au Tertiaire, on peut supposer que leurs auteurs ont peu évolué au cours du temps.

Ces schistes à Fucoïdes appartiennent à la Formation de Fresnes sur laquelle vont se développer, après basculement, les biohermes voisins de la Formation de Châlons (voir arrêts 2, 3 et 6).



Affleurement de Schistes à Fucoïdes (Ordovicien supérieur)



Détail



En allant vers le dernier point d'observation, des murs construits en calcaire montrent de très beaux fossiles identiques à ceux rencontrés au point 3.



Thomnopora cervicornis dans un mur de la rue du Four Renou

6- Le four à chaux Renou

Appelé à l'origine four Saint Louis, il porte désormais le nom de l'ingénieur Renou, auteur d'un dessin explicatif en 1784.

Ce four, adossé au coteau, était proche de la carrière qui se situe juste derrière. C'est le seul four à chaux qui appartient à la commune.

La cuve est cantonnée dans deux contreforts montant jusqu'au gueulard, en épousant la forme circulaire de la tour. Trois ébaisoirs pour sortir la chaux sont présents :

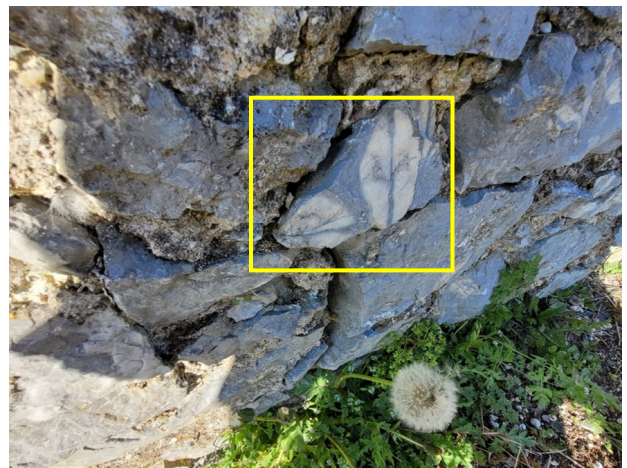
deux sont dégagés, le troisième reste bouché par de la végétation et des remblais.

Il existe encore une rampe d'accès pour aller jusqu'au gueulard. C'est l'un des fours les mieux conservés de la commune.

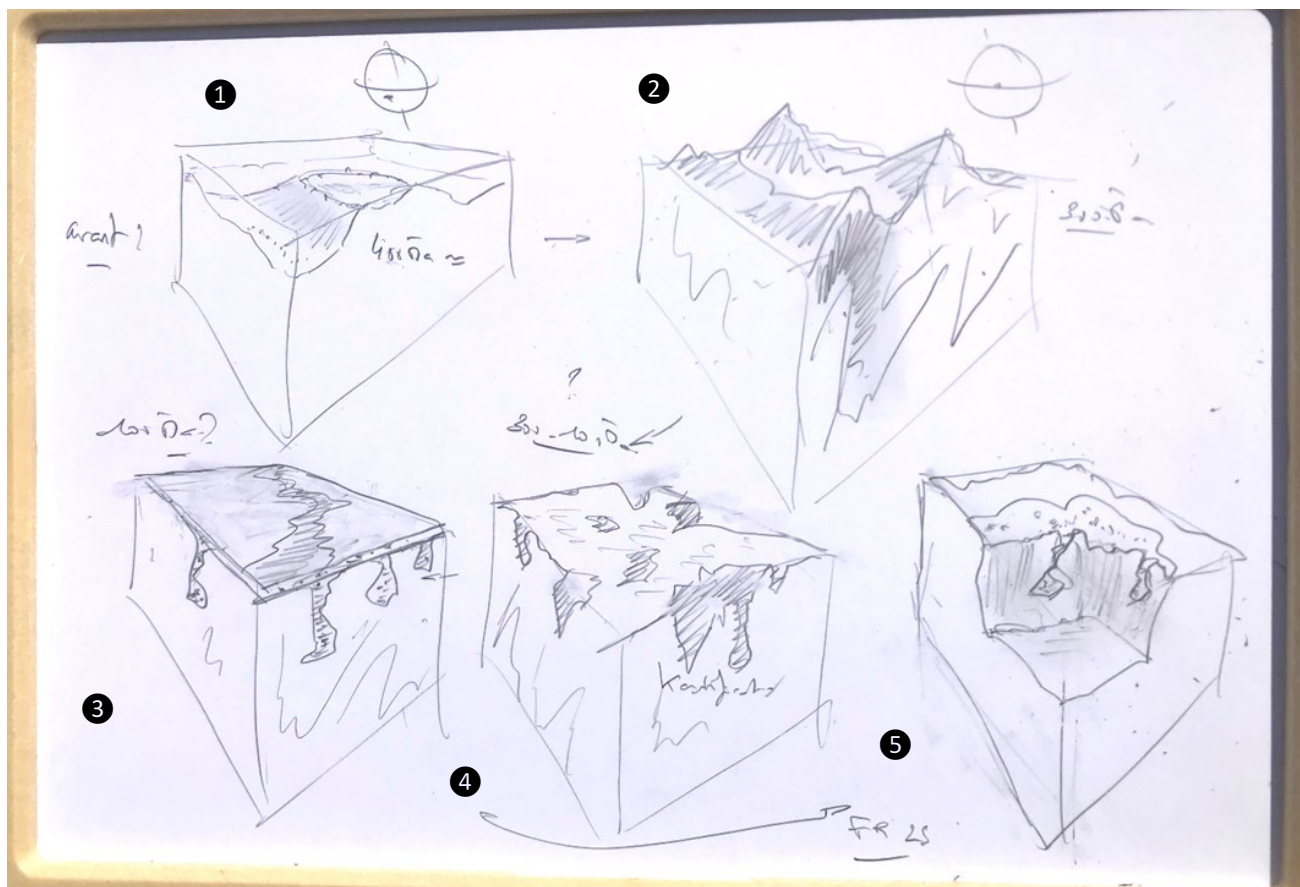


Le four Renou

En cours de route, on peut voir dans quelques murets des blocs de calcaire dévonien à *Amphigenia bureaui* (Brachiopode Térébratulidé de grande taille, de près de 10 cm).



Amphigenia bureaui (Térébratule) avec ses deux valves



Reconstitution de l'histoire géologique de la région de Chaudefonds-sur-Layon

Dessins de Fabrice Redois réalisés sur le terrain !

① Vers 390 Ma, domaine en extension.

Sur la bordure Nord du continent des Mauges, construction d'une marge passive constituée de blocs basculés. Sur le nez d'un de ces blocs basculés, s'installent les lentilles de calcaire corallien de Chalonnnes - Chaudefonds.

② Vers 370 Ma, fermeture de tous les domaines marins - Collision entre Armorica et Gondwana et formation de la chaîne varisque.

C'est un peu plus tard, vers 330 Ma, que se forment les bassins houillers dont le Sillon Houiller de Basse Loire suite à une expansion post-collision de la chaîne varisque.

③ Pendant tout le Permo-Trias, érosion de la chaîne varisque jusqu'à sa pénéplénation.

Le Massif Armorica restera encore émergé pendant tout le Jurassique et le Crétacé inférieur. Sur et dans les calcaires dévoniens de Chaudefonds, un relief karstique se développe.

④ Vers 100 Ma, au Cénomaniens, le Massif Armorica est transgressé à l'Est comme au Sud par la mer venant du Bassin de Paris et du Golfe de Gascogne. Le seuil du Poitou est franchi.

Le niveau marin s'élève d'environ 200 m. La mer dépose dans la région de Chaudefonds-sur-Layon, des galets, graviers et sables rouges qui viennent recouvrir indifféremment, en discordance, les schistes ordoviciens et les calcaires du Dévonien et même remplir les anfractuosités du relief karstique.

⑤ C'est l'aspect actuel. La mer s'est retirée. Une surélévation du Massif Armorica en effet eu lieu au moment de la formation des Alpes et des Pyrénées qui a même engendré une reprise de l'érosion.

C'est à la faveur des nombreuses carrières existant entre Chalonnnes-sur-Loire et Chaudefonds-sur-Layon, véritables coupes dans le sous-sol que l'histoire géologique de cette région a pu être reconstituée.

Article de Hendrik VREKEN

Photographies de Dominique LOIZEAU
et Josiane VREKEN

Bibliographie

- « Nouvelles observations géologiques dans la tranchée des Malécots (Maine-et-Loire, France). Un patrimoine d'exception dans le Sillon Houiller de la Basse Loire et de multiples implications sur la géologie régionale » par Christophe NOBLET et Fabrice REDOIS - Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, Série D - n°21 - 2023, p. 45-69, 23 figs.
- « Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » par Carine CARTIER - Thèse Université d'Orléans (2002).
- « Âge et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis » par Céline DUCASSOU - Thèse Université de Rennes (2009).
- « Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » par Carine CARTIER - Thèse Université d'Orléans (2002).
- « Recherches structurales et stratigraphiques dans la partie orientale du Domaine ligérien (Massif armoricaïn) par Hervé DIOT - Thèse de 3ème cycle Université de Nantes (1980).
- « Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne : caractérisation des minéraux fibreux dans les roches magmatiques et ultramafiques » par Geoffrey AERTGEERTS - Thèse Université de Nantes (2016).
- « Contribution à l'étude de la flore houillère - Etude de quelques structures de Lépidodendracées » par Jean-François BEAUSSART - DES de Sciences Naturelles (Mention Paléobotanique) - Université de Lille (1967).
- « Volcanologie » par J.-M. BARDINTZEFF - Editions Dunod - Collection Sciences Sup - 4ème édition (2000).
- « Traité de volcanologie physique » par Michel DETAY - Éditions Lavoisier (Tec & Doc) - 2017
- « Le domaine ligérien » - Congrès de l'APBG - CRDP de Nantes (1979)

Sites internet consultés

Géoportail

Encyclopedia Universalis - Version 10

Notices des cartes géologiques au 1/50000ème d'Angers, Ancenis, Chalonnes-sur-Loire et Thouarcé

http://step.ipgp.fr/images/c/c0/Langlois_biogeopal_TD4_FicheGraptolites.pdf

http://chamilo1.grenet.fr/ujf/courses/LPROPPRS/document/FTUE301_-_Geologie_de_terrain/Stage_Bastille_Oisans/L3pro_C3_Tecto.pdf

<http://www.sauvegarde-loire-angevine.org/medias/%20Etude%20vivre%20inondation.pdf>

<http://www.marin.edu/~jim/photos/cyprus/rocks.htm>

http://www.rochefortsurloire.info/index_fichiers/unclocherXVtourcarolingienne.htm

http://www.rochefortsurloire.info/index_fichiers/Page428.htm

<file:///D:/Elements/01%20-%20Documents%20pédagogiques/Sortie%20géologique%20Corniche%20Angevine%20Mai%202017/Anjou%20Redois%20diaporama.pdf>

file:///D:/Elements/01%20-%20Documents%20pédagogiques/Sortie%20géologique%20Corniche%20Angevine%20Mai%202017/Plantes_carbo.pdf

<http://pedagogie.ac-montpellier.fr/svt/litho/foret-houillere/interpretation.htm>

<https://www.youtube.com/watch?v=gh8HNcXZWcE&t=192s>

<https://www.h2-mobile.fr/actus/hydrogene-naturel-france-detenait-plus-gros-gisement-monde/>

<https://www.dailymotion.com/video/x7znj3x>

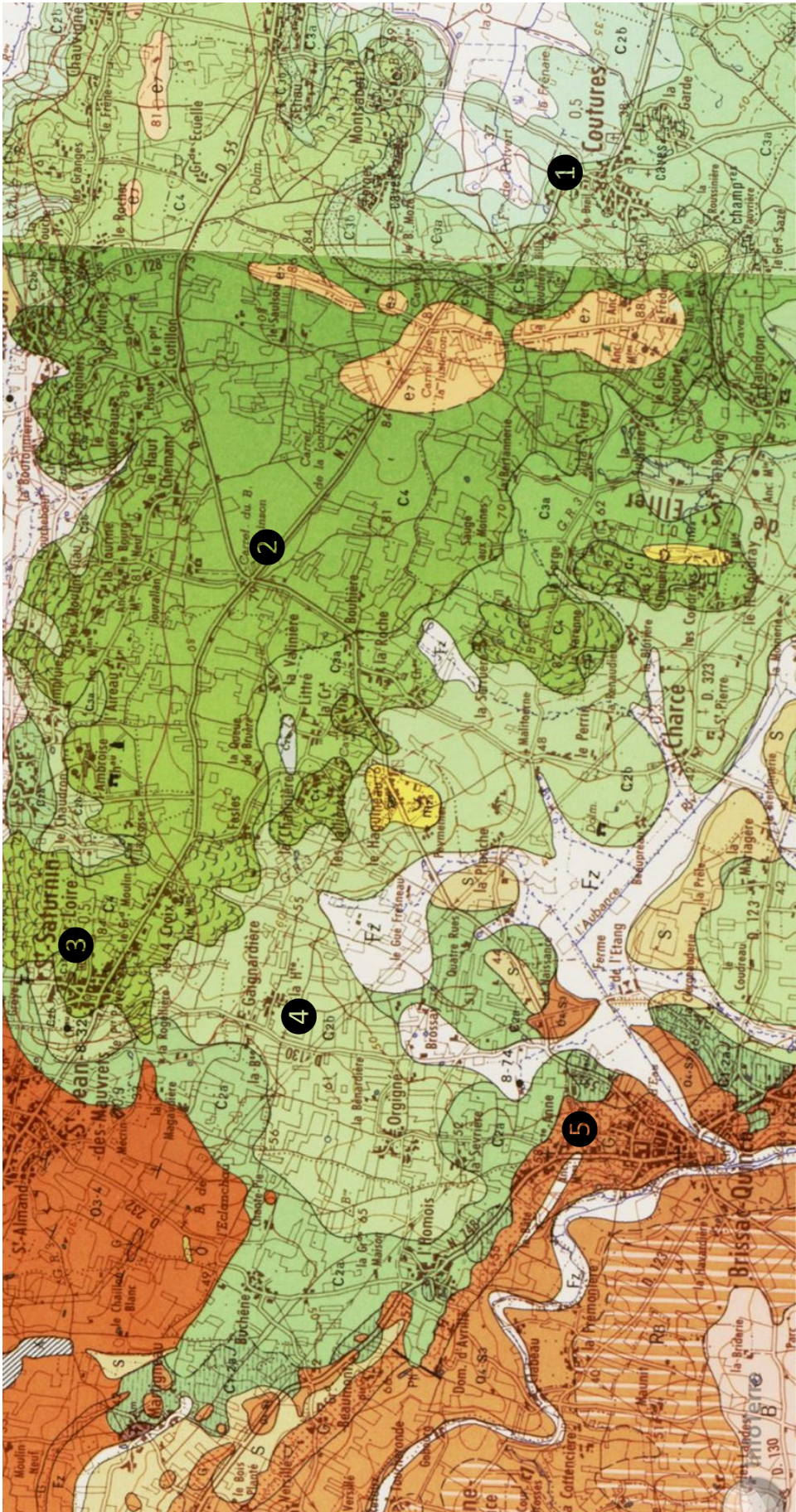
<https://www.dailymotion.com/video/x87iaha>

**Sortie dans la région de Brissac
avec Fabrice Redois**
Maître de conférences en Géologie à l'Université d'Angers

Dimanche 15 juin 2025



Fabrice Redois



Localisation des arrêts

Arrêt 1 : Coutures

Considérations générales

On est ici à la limite entre deux grandes unités géographiques et géologiques : le Bassin Parisien à l'Est et le Massif Armoricain à l'Ouest.

En Vendée, à Jard-sur-Mer, c'est également le cas, le même Massif Armoricain étant au contact avec un autre bassin : le Bassin Aquitain situé plus au Sud.

Sur la carte géologique de la France au 1/10⁶ème, le Massif Armoricain est représenté dans des teintes rouges tout comme le Massif Central, les Vosges et quelques pointements et hauts sommets dans les Pyrénées et les Alpes sans oublier l'ensemble méditerranéen Maures - Esterel - Tanneron - Corse-Sardaigne.

Tous ces affleurements rouges sont constitués essentiellement de granites et de terrains cristallophylliens (gneiss, schistes, ...) d'âge paléozoïque. Ils se sont formés lors de l'orogénèse hercynienne ou varisque entre -400 et -300 Ma.

On peut remarquer aussi que le Massif Armoricain, le Massif Central et les Vosges y dessinent comme un « V » : le fameux « V » hercynien avec un rameau armoricain NO-SE, le Massif Central formant la pointe du « V » et un rameau NE-SO passant par les Vosges et se prolongeant par les Ardennes et le Massif schisteux rhénan puis les massifs du Hartz et de Bohême.

C'est cette branche NE-SO du « V » qui est à l'origine des deux qualificatifs « hercynien » et « varisque » que l'on utilise pour nommer cette chaîne de montagnes, cet orogène de plus de 8000 km de longueur.

Le terme « hercynien » vient de « Hartz », massif situé à la frontière entre les lands de Saxe-Anhalt, Basse-Saxe et Thuringe, en gros entre les villes de Magdebourg et de Göttingen et le terme « varisque » a été emprunté à la tribu germanique des Varisques qui vivait dans le massif de Bohême.

Remarque : Aujourd'hui, il est préférable d'utiliser le terme « varisque » car le terme « hercynien » est trop restrictif. Il avait été utilisé par Leopold Von Buch en 1824 pour désigner uniquement la direction structurale NE-SO du Harz.

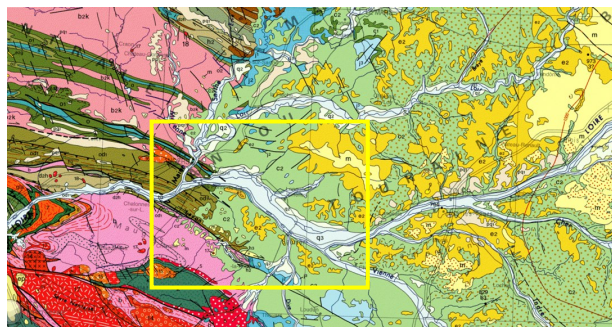
En revanche, le Bassin Parisien et le Bassin Aquitain (et c'est aussi le cas du Bassin du Sud-Est que l'on oublie trop souvent) sont représentés sur la même carte au 1/10⁶ème par des teintes bleues, vertes, jaunes, orangées, dessinant souvent comme des auréoles, des couronnes concentriques autour du centre des bassins. Ils sont constitués essentiellement de roches sédimentaires (calcaires, marnes, sables,...), roches qui se sont formées à partir de sédiments déposés au fond d'une mer, la plupart du temps peu profonde et qui ensuite se sont compactés par diagenèse (avec recristallisation, dissolution, cimentation, néoformation, remplacement).

Les couleurs ici n'ont aucun lien avec la nature des roches mais indiquent leur âge : Jurassique pour les terrains en bleu, Crétacé pour ceux en vert, Paléogène pour ceux en orange et Néogène pour ceux en jaune.

On peut remarquer que ce sont les terrains les plus récents qui occupent le centre des bassins, les plus anciens la périphérie et qu'ils sont donc disposés à la façon d'une pile d'assiettes. Dans les bassins sédimentaires, un grand principe de la géologie est couramment utilisé :

le Principe de Superposition qui dit qu'une couche qui en recouvre une autre lui est plus récente.

On peut aussi remarquer qu'au niveau du Maine-et-Loire, l'auréole des terrains du Jurassique est interrompue, car masquée, par les terrains du Crétacé et du Tertiaire suggérant une communication avec l'Atlantique.



Document Géoportail

Mais alors que le contact entre le Massif Armoricain et le Bassin Aquitain est marqué par une belle discordance à Jard-sur-Mer, visible depuis l'Anse de la Mine jusqu'à la Pointe du Payré, rien de tel ici entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien ! Pas de mer ou pas de glacier qui a érodé pour faire apparaître sur un même front, le socle du Massif Armoricain surmonté par les terrains sédimentaires du Bassin Parisien.

Par conséquent, au cours de la journée, pour espérer trouver le socle sous les terrains du Mésozoïque, il va falloir creuser à la tarière !

Ici, à Coutures, il n'est pas question de creuser mais la Banque de données du sous-sol (BSS) d'Infoterre peut peut-être nous indiquer à quelle profondeur se situe la discordance ?

Apport de la Banque de données du sous-sol (BSS) d'Infoterre

Un forage effectué un peu au Nord de Coutures (forage BSS001FDMX) donne une profondeur de 43 m sans aucune autre indication. Est-ce la profondeur atteinte par le forage ou celle du socle ? On ne peut donc en tirer aucune conclusion.

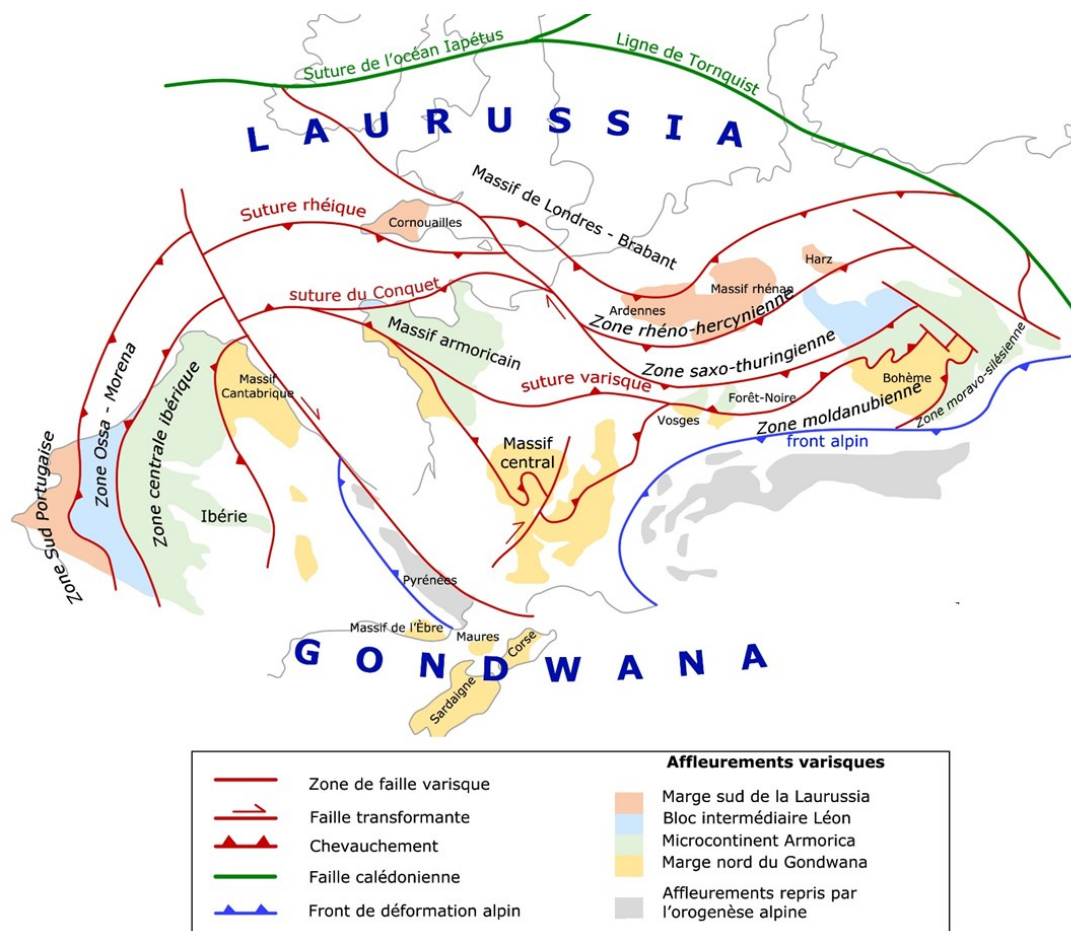
En revanche, un autre forage BSS001HJL effectué un peu plus loin, à 4 km au Sud-Est de Coutures et à 1 km au Nord des Alleuds, donne le log suivant :

Nombre de passes : 0 - Afficher le log validé

Nombre de niveaux : 8

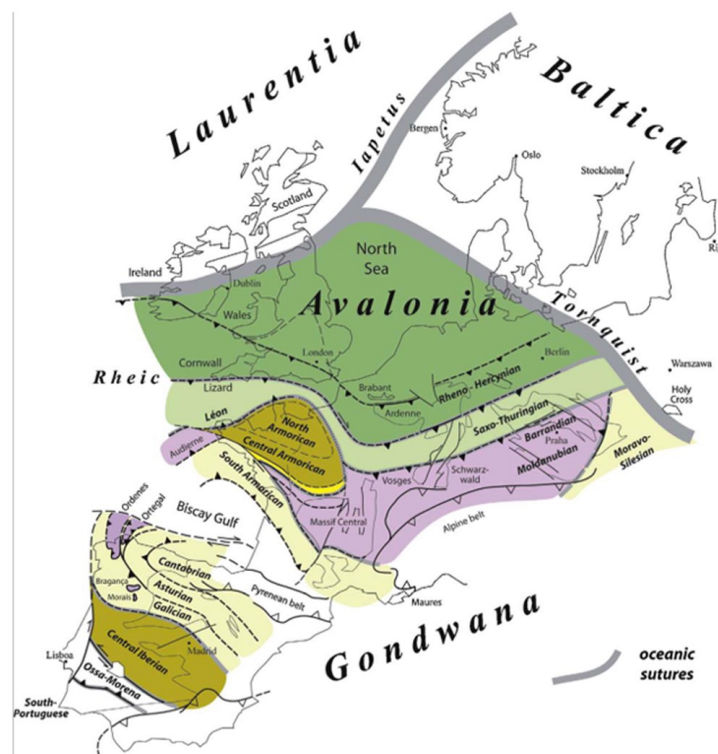
Profondeur	Lithologie	Stratigraphie
De 0 à 0,3 m	TERRE VÉGÉTALE ARGILEUSE GRISÉ	ACTUEL
De 0,3 à 1,5 m	CALCAIRE ARGILEUX À DUR	TURONNIEN
De 1,5 à 7 m	MARNE BEIGE ET COQUILLES (HUMIDE À 5 M)	CENOMANIEN
De 7 à 15 m	ARGILE BEIGE, BRUNE ET GRISÉ, PLUS DE TRACÉ DE SABLE FIN VERDÂTRE (SEC)	CENOMANIEN
De 15 à 19 m	ARGILE GRISÉ	CENOMANIEN
De 19 à 19,5 m	SABLE FIN À GROSSIER ARGILEUX	CENOMANIEN
De 19,5 à 42 m	SABLE FIN À GRAVIERS, DE PLUS EN PLUS PROPRE ET DES GRAVIERS DE PLUS EN PLUS NOMBREUX	CENOMANIEN
De 42 à 45 m	SCHISTES ARGILEUX BLANCS	ANTE-SECONDIAIRE

Le socle est atteint à 42 m de profondeur sous des terrains du Turonien (stratotype à Tours) et du Cénomaniens (stratotype au Mans) représenté par les « Marnes à Ostracées et sables glauconieux supérieurs » du Cénomaniens supérieur (C2b) puis les « Sables, graviers et argiles de Brissac et de Jumelles » du Cénomaniens inférieur (C1-2a). C'est ce dernier faciès à graviers qui vient transgresser le socle constitué de schistes argileux attribués à l'Ordovicien supérieur et Silurien (O4-S3).



Les différents domaines de la chaîne varisque européenne

(modifié d'après P. Matte, 2001, M. Faure et al., 2008 - Lithothèque Académie Aix-Marseille)

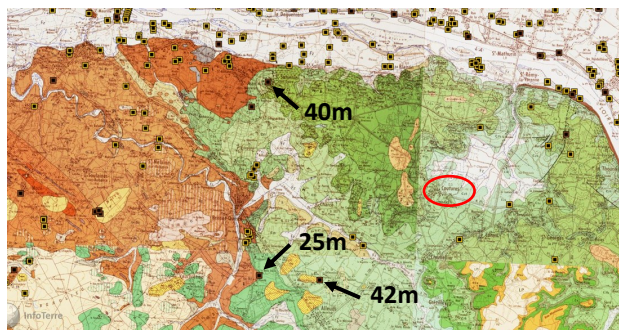


Carte des différentes zones reconnues au sein de la chaîne varisque (selon Ballèvre et al., 2009)

La zone de suture de l'océan Rhéique se situe au niveau du Bassin de Paris.

On peut donc supposer que c'est aussi le cas à Coutures où l'on observe la même succession stratigraphique : du C3a (Turonien) qui surmonte du C2b.

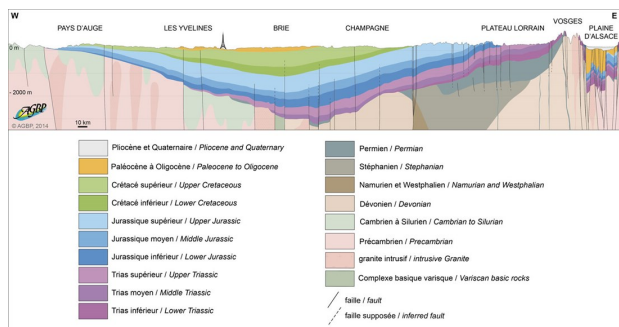
C'est le tuffeau d'Anjou d'âge Turonien qui affleure comme le montrent beaucoup de demeures du centre-ville.



Résultats de 3 forages effectués près de Coutures
(Données de la BSS d'Infoterre)

Remarques

- Au centre du Bassin Parisien, le socle paléozoïque se trouve à une profondeur de l'ordre de 3 000 m.



- En ce qui concerne le Bassin Aquitain, l'orogénèse pyrénéenne a fait que ce bassin présente aujourd'hui une forte dissymétrie. Au Nord, sur le Plateau Aquitain, le socle est atteint vers 2000 m et au Sud, dans le Bassin de Parentis, il est atteint à une profondeur de 11 000 m ce qui fait une moyenne de 7000 m.

- Pour le Bassin du Sud-Est, il en est de même : profondeur du socle entre 6 000 et 10 000 m entre la Faille des Cévennes et la faille de la Moyenne Durance et 3 000 m en Provence orientale.



Localisation des observations dans le village de Coutures

① Ancien bâtiment paroissial



Tout à gauche du mur donnant sur la place, et formant les arêtes du petit contrefort d'angle, on peut observer de beaux blocs bien taillés, rectangulaires, monochromes, beige clair, disposés côte à côte sans ciment visible. On les retrouve dans les angles des deux larges contreforts centraux et également sur le pignon du bâtiment donnant sur la rue principale.



Entre les deux contreforts centraux, on remarque :

- en haut sous le toit en ardoise les contours d'une ancienne fenêtre de style roman avec arc en plein cintre, aujourd'hui obturée par des blocs bien taillés dont deux percés pour former un oculus,

- en bas, ceux d'une porte également romane.

La description d'un bâtiment ancien peut donc devenir l'objet d'une véritable enquête ! On peut découvrir ce qui est récent, ce qui est plus ancien, ce qui a partiellement disparu, ce qui a été restauré ou ajouté et par conséquent raisonner en archéologie comme on le fait en géologie en appliquant un fameux principe : celui de superposition pour établir une véritable chronologie relative.

En revanche, mettre une date exacte sur la construction d'un ouvrage très ancien ou sur les travaux de réfection dont il a été l'objet et faire par conséquent de la chronologie absolue est une autre histoire ... comme c'est aussi le cas en géologie !

En Anjou, on a l'exemple de l'église Saint-Pierre et Saint-Romain de Savennières qui était jusque-là réputée être du X^e siècle et qui a été récemment redatée du V^e par la méthode au ¹⁴C sur les bois et par RPE (Résonance Paramagnétique Électronique) sur les grains de quartz des mortiers.

L'ancien bâtiment paroissial de Coutures est en tuffeau.

Propriété du tuffeau

- Couleur : beige, crème, parfois plus jaune
- Roche très tendre, rayable à l'ongle

C'est ce qui fait que le tuffeau est utilisé le plus souvent comme pierre de taille, notamment pour la confection des façades, des chaînages d'angle... des maisons bourgeoises.

Sa « tendreté » offre toute latitude aux sculpteurs pour exercer leur art. Ainsi, corniches, moulures, pilastres, chapiteaux, frises s'exposent partout, aussi bien sur les façades des maisons que sur celles des châteaux les plus prestigieux (Chambord, Hôtel Pincé à Angers, Cathédrale de Nantes...).

- Mais aussi poreuse.

Porosité de l'ordre de 48% qui en fait un matériau particulièrement léger.

Le mot « tuffeau » dérive d'ailleurs du terme « tuf » qui désigne une roche vacuolaire issue soit de la précipitation de carbonates, soit de l'agglomération de cendres et de projections volcaniques.

- Action de l'HCl : il y a effervescence

Rappel : L'effervescence à l'acide chlorhydrique ne permet pas de conclure que la roche est un calcaire ou renferme du calcaire ! Cette réaction positive indique seulement la présence de l'ion carbonate CO₃²⁻.

Elle est donc également positive par exemple avec la malachite qui est un carbonate de cuivre Cu₂CO₃(OH)₂ !

La notice de la carte géologique indique plus précisément qu'il s'agit de « craie tuffeau d'Anjou », une sorte de craie micacée plus ou moins siliceuse.

Rien que l'énoncé de ces trois constituants principaux : craie donc calcaire ou calcite, micas donc minéraux voisins des argiles et silice sous forme de quartz et d'opale montre que dans la nature, il n'existe pas un tuffeau mais des tuffeaux selon leur proportion respective.

Les géologues distinguent ainsi un tuffeau blanc, un tuffeau jaune et un tuffeau gris.

- Le tuffeau peut également contenir des petits grains verts de glauconie comme on a pu l'observer dans un bloc du petit contrefort d'angle, légèrement desquamé en surface.

La glauconie

a- Mode de formation de la glauconie

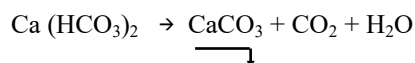
À l'état pur, la glauconie - ou glauconite - est un silicate de fer hydraté de la famille des phyllosilicates, riche en fer et en K, de formule : (K, Na)₂ (Fe³⁺, Fe²⁺, Al, Mg)₄ [Si₆ (Si,Al)₂ O₂₀] (OH)₄.

C'est donc un minéral voisin des argiles.

La boue à l'origine du tuffeau comme on l'a dit plus haut renfermait du calcaire, de l'argile et des grains de quartz.

Quelle est l'origine de ces trois constituants du tuffeau ?

- Le calcaire a sédimenté dans le bassin marin lui-même du fait de l'activité photosynthétique des végétaux chlorophylliens qui y vivaient. En absorbant le CO₂, ces derniers transformaient ainsi l'hydrogénocarbonate de calcium soluble en carbonate de calcium insoluble qui précipitait alors selon la réaction bien connue :



- Les argiles provenaient, quant à elles, de l'altération des nombreux granitoïdes du Massif Armoricain alors émergé.

- Il en était de même pour les grains de quartz.

Mais la glauconie, elle, n'est pas une argile d'altération. On ne trouve jamais de glauconie dans de l'arène granitique par exemple. Aucun granitoïde ne fournit de glauconie en s'altérant.

Par conséquent, cela signifie que la glauconie s'est formée secondairement, dans le bassin de sédimentation lui-même, et postérieurement à la sédimentation du calcaire, de l'argile et des grains de quartz à l'origine du tuffeau.

La glauconie est un minéral de néo-formation, on dit encore un minéral authigène.

Elle s'est formée à partir des argiles présentes dans la boue et surtout à partir des illites et des smectites : phyllosilicates qui en ont la structure la plus proche.

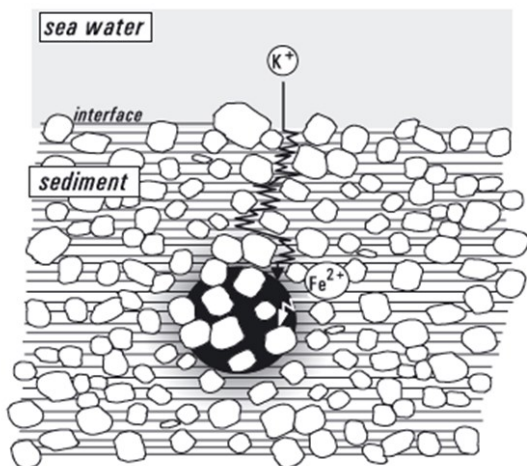
Des illites ou des smectites vont par conséquent emprunter, adsorber à leur surface du fer et du magnésium provenant des argiles voisines et également du K⁺ voire du Na⁺ ou du Ca²⁺ provenant de l'eau de mer pour se transformer en glauconie. C'est en fait presque une épigénèse.

La pénétration et l'adsorption de ces éléments exigent d'autre part que le sédiment, la boue soit poreuse.

La formation de la glauconie se rattache donc à la phase initiale de la genèse du sédiment, à une diagenèse précoce.

Comme pour le tuffeau, il n'existe pas une glauconie mais des glauconies.

C'est ainsi que l'on passe des smectites riches en fer à la glauconite par toute une série de phases intermédiaires interstratifiées type glauconite-smectites. De plus, la composition des glauconies est connue pour être variable d'un endroit à l'autre au sein d'une même formation sédimentaire et même d'un grain à un autre dans un endroit particulier.



Représentation schématique de la formation de glauconie dans un sable marin riche en argile et en matière organique (MO en noir)

Le potassium diffuse avec l'eau de mer jusqu'à la surface d'une zone riche en MO où il est adsorbé tandis que les ions Fe^{2+} y pénètrent parce qu'elle constitue un milieu réducteur.

Quelques précisions supplémentaires

La couleur vert foncé, presque noire même de la glauconie est due à la présence d'ions ferreux (Fe^{2+}).

Cela implique qu'elle se forme dans un environnement réducteur et par conséquent à l'abri de l'eau de mer, dans la boue elle-même, en profondeur, en même temps que cette dernière subit la diagenèse (voir schéma ci-dessus).

La forme bien sphérique des grains de glauconie et leur taille évoquent en fait les pellets fécaux (ou pelotes fécales ou coprolithes) rejetés par les Invertébrés marins limivores.

Ces excréments sont riches non seulement en matériel argileux qui a été ingéré avec la boue mais aussi en matière organique (MO) qui n'a pas été totalement assimilée.

Cette matière organique va se décomposer progressivement en consommant de l'oxygène. La pelote peu à peu va donc constituer ce milieu réducteur propice à la formation d'une glauconie riche en ions ferreux (Fe^{2+}) alors que l'eau de mer environnante représente un milieu oxydant.

Ce sont ces réactions chimiques qui se réalisent à la frontière Redox entre les pelotes, milieux réducteurs et l'eau de mer, milieu oxydant, qui sont à l'origine de la précipitation de la glauconie.

Synthèse : Les glauconies sont interprétées aujourd'hui comme le résultat d'une néo-synthèse, d'une authigenèse en milieu marin, de phyllites vertes spécifiques dans un micro-environnement poreux préalablement déposé, le plus souvent de nature granulaire.

La porosité du sédiment est cruciale dans le processus de la glauconisation. C'est elle qui va en effet définir la profondeur des échanges avec l'eau de mer et donc la diffusion des éléments chimiques tels que le potassium (K^+) et le fer (Fe^{2+}) qui contrôlent la réaction.

Les supports de la glauconitisation peuvent être divers : coprolithes, tests entiers ou débris de tests carbonatés de Foraminifères, Bryozoaires..., débris de minéraux comme les micas ou les feldspaths par exemple, en voie d'altération.

b- La glauconie, bon indicateur de paléoenvironnement

La glauconie témoigne d'une plate-forme « ouverte » où la profondeur moyenne est comprise entre 50 et 500 m.

Tous les blocs de tuffeau ne renferment pas le même pourcentage de glauconie. Il y a souvent au sein des affleurements de tuffeau des niveaux riches en glauconie, et des niveaux calcaires dans lesquels les grains de glauconie et les remplissages glauconieux ne représentent que 5 à 10 %.

Les premiers sont caractéristiques des niveaux condensés témoignant d'un faible taux de sédimentation et généralement associés aux séquences transgressives.

c- La glauconie et le tuffeau

L'ion K^+ présent dans la formule chimique de la glauconie est important à considérer car c'est lui qui assure la cohésion entre les feuillets de la glauconie.

Lorsque la teneur en K^+ est élevée, la structure microcristalline de la glauconie est proche de celle des micas ou de l'illite, à savoir que la liaison entre les ions K^+ et les feuillets qu'elle lie est si forte que les molécules d'eau ne peuvent pénétrer dans les espaces inter-foliaires très minces. On dit encore que les ions K^+ sont non hydratés ; ils sont en même temps bien évidemment non échangeables.

En revanche, si sa teneur est faible, le potassium est alors remplacé par des ions Na^+ ou Ca^{2+} qui eux sont hydratés et échangeables. La structure microcristalline de la glauconie devient alors voisine de celle de la smectite, argile gonflante à feuillets expansifs.

Une trop grande richesse du tuffeau en glauconie pauvre en K^+ (ou même la simple présence de glauconie dans des interstartifiés) est donc un des facteurs responsables de la desquamation en plaques du tuffeau.

d- La glauconie et la vigne

La vigne est parfois atteinte de chlorose, c'est-à-dire d'une déficience en chlorophylle responsable d'une décoloration des feuilles plus ou moins prononcée (jaunissement) due à une carence en fer.

Le fer n'est pas un constituant du noyau tétrapyrrolique de la molécule de chlorophylle comme c'est le cas pour l'hémoglobine humaine mais un constituant des cytochromes des chaînes respiratoires mitochondriales indispensables à la synthèse de la chlorophylle et des chaînes photosynthétiques chloroplastiques indispensables à la réalisation de la photosynthèse.

Du fait de la présence de la glauconie riche en fer dans le tuffeau, la chlorose devrait donc être inconnue dans la région !

En fait non ! car dans beaucoup de cas, la chlorose est également liée à la nature calcaire du sol qui en favorisant la formation d'ions hydrogénocarbonate de calcium $Ca(HCO_3)_2$ (réaction inverse de celle figurée à la page précédente) provoque une augmentation du pH du sol, rendant le fer insoluble et inutilisable par les plantes.

Afin de lutter contre ce phénomène de chlorose ferrique, le moyen le plus efficace est préventif : il s'agit d'adapter le choix de son porte-greffe au taux de calcaire actif de la parcelle.

Le porte-greffe ou hypobiotte forme le système racinaire du pied de vigne, sa partie souterraine, sur laquelle est greffé le cépage, la partie aérienne, qui porte les grappes ou épibiotte.

Mais historiquement, ces porte-greffes ont été déployés au XIX^{ème} siècle dans les vignes françaises pour une tout autre cause : leur capacité à résister au Phylloxéra. Aujourd'hui encore les porte-greffes sont utilisés, car le fameux ravageur est toujours présent.

La vigne est greffée, à cause de ce puceron radicicole qui attaque les racines de la vigne et les détruit. Seules les vignes américaines, issues du continent d'origine du ravageur, le tolèrent. Leurs espèces ont été utilisées pour servir de porte-greffe.

La vigne, les porte-greffes et le Phylloxéra

La vigne *Vitis vinifera* était cultivée sur le pourtour méditerranéen depuis plusieurs millénaires, franche de pied, c'est-à-dire sans porte-greffe.

La découverte d'autres variétés de vigne en Amérique (*Vitis labrusca*, *Vitis riparia*, *Vitis berlandieri*, *Vitis aestivalis*...) ou en Asie (*Vitis amurensis*), avait entraîné des tentatives d'acclimatation en Europe au XIX^{ème} siècle ; mais avec elles, est arrivé le Phylloxéra, un puceron radicicole venu d'Amérique, inféodé à la vigne américaine, peu sensible à ses piqûres et peu favorable à son alimentation. Ainsi les populations de pucerons étaient-elles maintenues à un niveau raisonnable. Les vignes n'étaient pas en danger de disparition et, en conséquence, l'insecte pouvait subsister. Un équilibre hôte-parasite s'était établi.

Mais en Europe, il cause des dégâts importants, et après de nombreux essais de traitements, aussi coûteux qu'infructueux, la seule solution pour sauver les vignes européennes fut le greffage sur des plants américains.

Les premières tentatives sur des vignes américaines aboutirent à des succès mitigés selon le sol. Par exemple, les vignes américaines aiment peu le calcaire et les vignobles de Cognac et de Champagne (régions à sol calcaire) ont eu beaucoup de difficultés à greffer. Cette solution suscita d'abord une vive hostilité chez les producteurs, notamment chez les Bourguignons qui dénoncèrent les « américanistes » et préférèrent lutter contre le Phylloxéra à l'aide du sulfure de carbone, ce qui s'avéra très coûteux.

Aujourd'hui, la quasi-totalité des vignes du monde sont greffées sur plants américains ou hybrides.

Il existe de nombreux porte-greffes adaptés à toutes sortes de situations géographiques, climatologiques et pédologiques.

En Anjou, beaucoup de porte-greffes utilisés sont des hybrides entre les vignes américaines et la vigne européenne, combinant ainsi la résistance au Phylloxéra des premières à la tolérance au calcaire de la seconde.

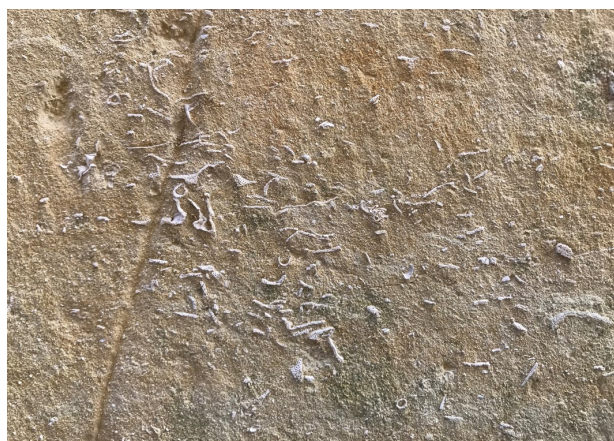
Mais font exception des francs de pied qui poussent sur des sols sableux et inondables où le Phylloxéra ne peut se développer comme le Saumur-Champigny ou le Bourgueil.

NB : L'entreprise Mercier de Vix (85) est le leader français en tant que pépiniériste viticole avec un parc de 350 hectares de vignes-mères de porte-greffes et de vignes-mères de greffons implantés de manière traditionnelle en plein champ.

② Impasse du Forgeron en face de l'ancienne église

Les murs des premières maisons sont tous en tuffeau blanc.

On peut y observer des fossiles, en particulier de nombreux fragments de colonie ou « zoarium » de Bryozoaires, de Mollusques Bivalves et de rares Inocérames (*Inoceramus labiatus*), voisins des Mollusques Bivalves.



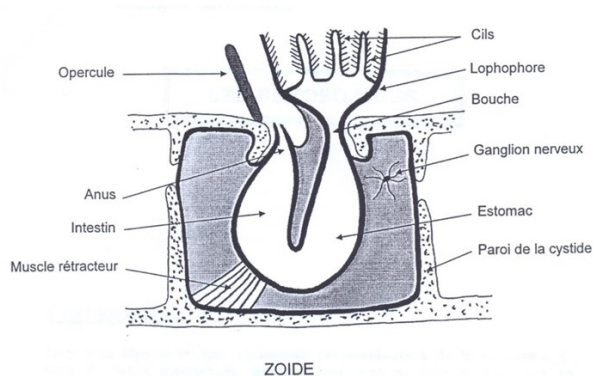


Bryozoaires et Lamellibranches



Exemple actuel - Bryzoaire sur coquille de Moule

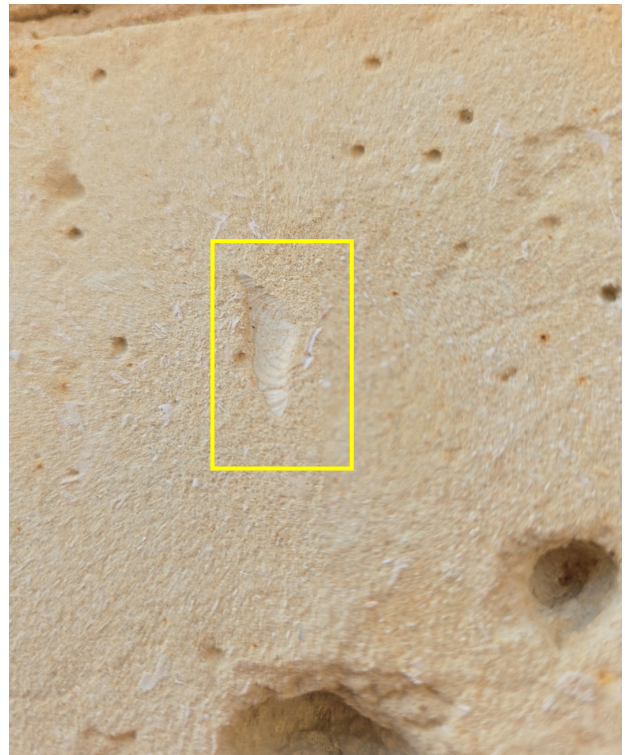
- Dans chaque petit trou d'une colonie de Bryzoaire, vit un individu unique ou zoïde dont la structure ressemble à celle d'un polype de Cnidaire (Hydre, Anémone de mer...) avec un système de tentacules : le lophophore mais dépourvus de cellules urticantes (= cnidoblastes) et un tube digestif très simple mais en forme de « U ». Des muscles permettent à l'animal de sortir ou de rentrer dans sa loge chitineuse ou calcaire appelée « cystide » pourvue ou non d'un opercule.



- Les valves d'Inocérames sont faciles à reconnaître. Elles sont ornées de gros bourrelets concentriques.

Les Inocérames n'existent plus aujourd'hui. Ils ont disparu comme les Ammonites et bien d'autres espèces à la limite K-T, il y a environ 65 Ma.

Apparus au Jurassique, ils ont proliféré pendant tout le Crétacé grâce à leurs larves planctoniques et en même temps se sont énormément diversifiés de telle sorte qu'ils sont utilisés, tout comme les Ammonites, pour dater relativement des terrains, c'est-à-dire faire des corrélations à distance. Ce sont d'excellents fossiles stratigraphiques, en particulier pour la limite Campanien-Maastrichtien, aux alentours de 75 Ma, puisqu'on retrouve des exemplaires de plusieurs espèces à la fois en Pologne et en Amérique du Nord.

*Inoceramus labiatus*

La présence de tous ces fossiles confirme ce que l'on a déjà dit à savoir que le tuffeau s'est formé dans un milieu de plateforme ouverte et peu profonde.

On constate aussi que beaucoup de murs reposent sur une base de moellons en grès. Et c'est juste au-dessus de cette semelle en grès que les blocs de tuffeau sont le plus altérés. Ils se desquament en plaques.

Ces désordres superficiels sont une conséquence de la porosité de la roche mais aussi d'une mauvaise pratique dans la construction : le mur en tuffeau est en effet légèrement en retrait (de 2-3 cm) par rapport à la base en moellons de grès, donc celle-ci, après une belle pluie, retient toujours de l'eau.

Cette eau monte ensuite par capillarité dans le tuffeau qui l'absorbe du fait de sa porosité comme le ferait un papier buvard.

Les propriétés de la roche vont alors se modifier de façon drastique :

- la roche qui se charge en eau voit sa densité augmenter, et parfois jusqu'à 30% !
- parallèlement, les phyllosilicates à feuillet expansifs, à comportement gonflant (dont la glauconie qui s'altère alors en smectite) se dilatent ce qui induit des pertes de résistance mécanique de la roche jusqu'à 40% ; elle se « ramollit »,
- en même temps, l'eau chargée en CO_2 , donc acide, l'altère chimiquement, en particulier le calcaire.

Enfin, la météorologie va agir. La succession de périodes ensoleillées et humides, donc de dilatations et de retraites de la roche, conjuguée éventuellement avec des périodes de gel va favoriser la desquamation du tuffeau, parallèlement à la surface du bloc exposée à tous ces facteurs.

③ Mur en face de la place



Blocs de tuffeau altéré à la base du mur



Moellons avec une auréole sur leur pourtour

Les moellons qui constituent ce mur sont faits d'une roche bien compacte, cohérente et qui ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique.

On y observe des petits grains gris, couleur de gros sel, qui brillent au soleil. Il s'agit de grains de quartz.

La roche en question est un grès.

Et s'il n'y a pas effervescence, cela signifie que tous ces grains de quartz sont unis entre eux par un ciment non calcaire, mais siliceux.

Certains moellons, gris clair à l'intérieur, montrent sur leur pourtour une auréole, une patine ocre, rouille qui indique la présence de fer.

Le sable à l'origine de ce grès contenait donc du fer ce qui est également confirmé par la présence dans le mur de quelques « gogottes » très ferrugineuses, d'un brun-rouge très foncé.

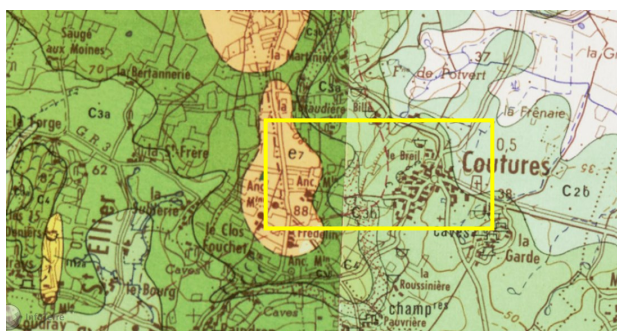


Moellon évoquant une gogotte

Il devait également contenir des fossiles (Mollusques Lamellibranches, Gastéropodes...) qui n'existent plus dans le grès. Il y a eu par conséquent perte d'une partie du message sédimentaire certainement par dissolution des coquilles calcaires par des eaux acides (voir arrêt 3).

Néanmoins, ces grès ont été rapportés à l'Éocène (e7). Ils sont donc plus jeunes que le tuffeau (C3a) de Coutures.

Les moellons ont très certainement été récoltés dans les champs situés à environ 1 km plus à l'Ouest du village où l'Éocène affleure, à plus haute altitude, le Principe de superposition oblige !



Document Géoportail

Éocène (e7) : altitude 88m

Coutures : altitude 50m

La courbe de niveau 50 m passe dans le village.

④ Église Saint-Pierre de Coutures



L'Église Saint-Pierre est un édifice emblématique fondé au XI^{ème} siècle, avec des extensions au XII^{ème} siècle.

Elle est un exemple marquant de l'architecture romane, bien que des éléments gothiques aient été ajoutés plus tard lors de modifications aux XIII^{ème} et XVI^{ème} siècles.

Inscrite au titre des monuments historiques en 1975, l'église abrite des fresques médiévales, témoignant de l'art religieux de l'époque.

Son clocher octogonal, érigé au XVI^{ème} siècle, est particulièrement remarquable par sa flèche élégante et ses modillons d'inspiration gothique.

Le muret qui entoure le parvis est constitué de grès éocènes. Beaucoup de moellons présentent un aspect lustré, lisse certainement du fait de l'action de l'eau ou du vent.



Muret du parvis

En arrière-plan, belle maison bourgeoise en tuffeau.

Sur la gauche du porche d'entrée, qui a fait l'objet d'une restauration partielle, on peut noter aujourd'hui la succession du bas vers le haut :

- de grès gris sur trois rangs,
- puis de tuffeau jaune sur deux rangs,
- et enfin le tuffeau blanc constituant tout le reste de la façade,

succession que l'on retrouvera d'ailleurs sur la façade de l'église de Saint-Saturnin-sur-Loire (**arrêt 3**).



Cette polychromie n'a pas été voulue dans un but esthétique mais pratique.

On retrouve en effet la succession grès - tuffeau déjà observée à la base des maisons de l'impasse du Forgeon. Et on y a vu les dégâts causés par l'humidité au niveau du tuffeau qui était un tuffeau blanc.

Ici, avant restauration, c'était également du tuffeau blanc qui surmontait le grès et on l'a remplacé par du tuffeau jaune.

L'intérêt de l'emploi de ce tuffeau jaune est qu'il est plus sableux, plus gréseux que le tuffeau beige donc à pores plus grands, plus larges ce qui est un frein à la remontée de l'eau par capillarité. On dit que le tuffeau jaune est moins « capillaire » que le tuffeau blanc.

En conséquence, les blocs de tuffeau blanc situés au-dessus des deux rangs de tuffeau jaune recevront beaucoup moins de cette eau capillaire et, moins humides, ils seront par conséquent moins altérés.



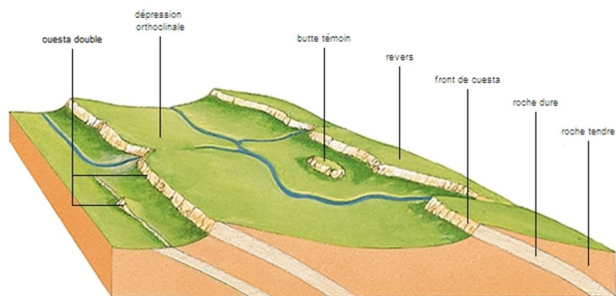
État d'un pilier avant restauration

Arrêt 2 : Château de Bois Brinçon (ou Brainson sur la carte géologique)

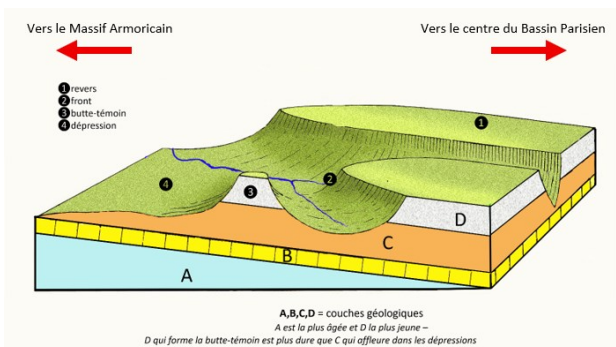
Sans en avoir l'air, en allant de Coutures au château de Bois Brinçon par la D 751, on a grimpé : altitude 48 m à Coutures, altitude 79 m ici.

On a parcouru en fait le revers d'une cuesta doucement inclinée vers l'Est, vers le centre du Bassin Parisien et dont le front, c'est-à-dire le rebord en pente raide se trouve à Saint-Saturnin-sur-Loire (**arrêt 3**).

Il s'agit donc d'un relief dissymétrique caractéristique d'une structure monoclinale, d'une bordure de bassin sédimentaire.



Dictionnaire Larousse



On a donc traversé des terrains de plus en plus jeunes :

- toute la couche de craie et tuffeau d'Anjou (C3a) du Turonien inférieur et moyen rencontrée à Coutures,
- les niveaux sableux verts glauconieux du Turonien supérieur (C3b),
- et une grande partie de la Formation des « Sables et grès du Sénonien inférieur » (C4).

Au château de Bois Brinçon, on est sur cette dernière formation.



Document Géoportail



Sur 20,5 ha, on cultive en bio 12 ha de cépages rouges : Cabernet-Sauvignon (5%), Cabernet franc (65%), Gamay noir à jus blanc (8%), Grolleau (9%) et 8,5 ha de cépages blancs : Chenin uniquement.

Le rendement est de l'ordre de 40 hectolitres à l'hectare ce qui peut paraître peu : le rendement moyen en France est de 57 hl / ha mais ici, c'est la qualité qui est privilégiée.





Les parcelles sont implantées sur un haut (altitude : 79 m), un terrain en légère pente qui favorise l'écoulement de l'eau avec une exposition vers le Sud-Est qui assure un ensoleillement convenable.

Elles sont entourées par des bois qui coupent le vent ce qui peut être un avantage mais aussi un inconvénient au printemps si l'air froid et humide stagne sur la vigne.

On y remédie en élevant la hauteur des souches ou si les parcelles sont enherbées comme ici, en réalisant une tonte avant le débourrement ou en modulant la surface enherbée : ici, un enherbement un inter-rang sur deux.

Mais les propriétaires voient un autre avantage à cet isolement par des bois : pas de voisins !

Pourquoi des rosiers en bout de rang ?

Les rosiers ne sont pas là seulement pour embellir les vignes. En réalité, ils jouent un rôle crucial en alertant les vignerons de l'arrivée imminente de l'oïdium, une maladie fongique redoutée.

Les rosiers sont en effet très sensibles à une forme d'oïdium (*Podosphaera pannosa*) différente de celle de la vigne (*Erisiphe necator*) mais suffisamment proche quand même pour développer les symptômes de la maladie précocement et servir ainsi de signal d'alerte. Dès que les rosiers montrent des signes d'oïdium, les vignerons savent qu'il est temps de traiter leurs vignes pour éviter la propagation de la maladie.

Le travail de la vigne

- Le cavaillonage

Pratiqué à l'automne, le cavaillonage (ou buttage) consiste à ramener de la terre sur la base des ceps de vigne pour les protéger des gelées d'hiver.

- Le décavaillonage printanier

« Cela consiste à enlever le cavaillon, c'est-à-dire à retirer la butte de terre qui est au pied des vignes. Ce cavaillon a permis à la vigne d'être protégée du gel pendant l'hiver. Mais elle n'a plus besoin de lui au printemps. Au contraire, mieux vaut ne pas avoir de concentration de terre et d'herbes synonymes d'humidité pendant cette période propice aux maladies. Aérer la terre permet aussi une meilleure absorption de l'eau de pluie.

C'est une opération longue et délicate. La décavaillonneuse, placée derrière le tracteur, doit passer au plus près de la vigne pour rabattre la terre pleine d'herbes du cavaillon au milieu de l'inter-rang. L'engin qui va décavaillonner va arracher sous les rangs de vigne les racines des adventices (Morelle noire, Liseron, Érigeron ...) très invasives, démotter la terre, l'émietter puis la repousser dans le cavaillon tout en protégeant le pied de vigne. »

C'est une alternative au désherbage chimique avec des produits tels que le glyphosate.

Les traitements de la vigne

Le cuivre et le soufre sont les deux substances fongicides couramment utilisées pour lutter contre les maladies fongiques de la vigne, telles que le mildiou, le black rot (pourriture noire) et l'oïdium. Le cuivre est limité actuellement à 30 kg par ha sur 5 ans, le soufre n'est pas limité.

Sur le domaine du château de Brinçon, donc en bio, pour réduire l'utilisation de ces produits dont on ne peut pas se passer encore aujourd'hui, on complémente par un traitement avec des « tisanes » de végétaux.

Ces « tisanes » non seulement permettent de réduire les doses de cuivre et de soufre mais aussi celle des insecticides dans la lutte contre les ravageurs. Certaines vont favoriser encore le développement de la vigne (croissance, floraison, par exemple l'Ortie) et d'autres, sa réparation (cicatrisation, par exemple la Consoude).

Plantes utilisées pour ces décoctions : Prêle, Ortie, Achillée millefeuille, Consoude, Camomille matricaire, Valériane, Pissenlit, Saule.

Géologie

Ici, la Formation des « Sables et grès du Sénonien inférieur » (C4) est peu épaisse et très riche en Spongiaires silicifiés, beaucoup en forme de cupule (*Cupulosporgia* ?).



À la tarière, sous 60 cm, on rencontre des niveaux rouges et verts avec gravillons et petits grains de quartz. On aurait atteint là des altérites de la formation sous-jacente, à savoir le tuffeau (C3).



Le tuffeau, glauconieux à sa surface, est en effet altéré et présente des niveaux de remplissage de poches de dissolution marqués par l'abondance de la muscovite et de silicifications branchues ou « têtes de chats ».

Dans ces poches de dissolution, le fer Fe^{2+} de la glauconie serait oxydé en Fe^{3+} . Il peut alors précipiter des oxydes de fer (goéthite, hématite, ...) très peu solubles qui vont former un ciment ferrique dans les pores du sable.

Il en résulte des indurations, des concrétions locales de la roche meuble dont les « têtes de chat ».

Cette altération du tuffeau à sa surface est l'indice d'une importante régression à la fin du Turonien.

Ce Turonien a ensuite été recouvert par des placages de sables sénoniens riches en Spongiaires.

Dans son ensemble, ce que l'on a sous les yeux se présente comme un résidu du démantèlement sur place des couches turoniennes et sénoniennes dont seuls les plus gros éléments siliceux insolubles ont été conservés.



Spongiaires et « têtes de chat » à foison



Concrétion siliceuse ou « tête de chat »

Arrêt 3 : Saint-Saturnin-sur-Loire

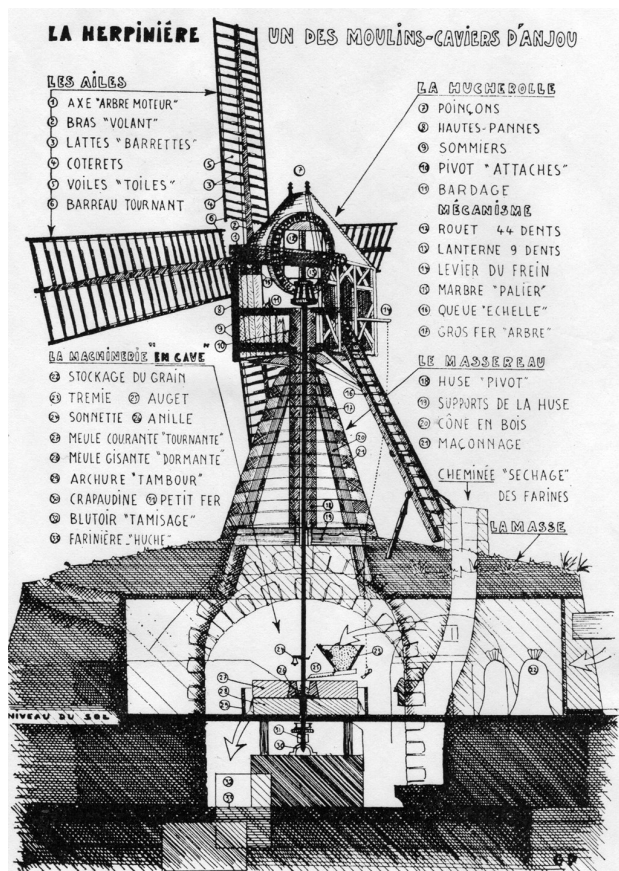


Entrevu en arrivant à Saint-Saturnin-sur-Loire, le moulin cavier des Quatre-Croix.

« Le moulin cavier est un moulin à vent caractéristique de l'Anjou, en particulier du Saumurois. Il est composé d'un corps mobile appelé « hucherolle », supportant les ailes et contenant uniquement le mécanisme de renvoi du mouvement et à laquelle on accède par une échelle-queue. La hucherolle repose sur une maçonnerie conique, le massereau, construite au-dessus d'une cave - parfois troglodytique -, à l'intérieur de laquelle se trouvent les appareils de mouture, ce qui explique l'appellation de moulin cavier ».

modifié d'après Wikipedia

Pique-nique sur la place de l'église



Le moulin cavier des Quatre-Croix
et coupe d'un moulin cavier (Wikipedia)



Localisation des trois premiers points d'observation

① Église de Saint-Saturnin-sur-Loire

Elle n'est plus du tout fréquentée comme on peut le constater par toutes les déjections d'hirondelles sur les marches du porche d'entrée et les nombreux nids perchés au-dessus du portail.

On retrouve au niveau du porche d'entrée la même organisation qu'à Coutures avant restauration, à savoir, du bas vers le haut :

- un niveau de grès gris
- puis au-dessus le tuffeau blanc constituant toute la façade.

② Rue de l'église

Beaucoup de murs sont en grès, du même grès d'âge éocène que ceux observés dans les murs et murets de Coutures.

Remarque : Les arguments qui permettent d'affirmer cet âge éocène seront développés au point ⑤.



Moellons de grès et gogotte dans un mur



Gogotte

Les gogottes que l'on peut observer dans les murs ne sont ni plus ni moins que des concrétions gréseuses qui se sont formées au sein du sable éocène. C'est la circulation d'eaux saturées en silice dissoute qui est à l'origine de cette grésification.

Quelques moellons de grès portent à leur surface des sortes de cannelures bien rectilignes et parallèles entre elles, claires à l'intérieur et oxydées, rouille en surface.

Sur d'autres blocs, on observe des empreintes circulaires également grises à l'intérieur et rouille en surface d'un diamètre à peu près égal à la largeur des cannelures.

Ces figures représentent en fait des mêmes structures mais vues respectivement en coupe longitudinale et en coupe transversale. Il s'agit de racines de plantes fossilisées.



Racines observées en coupe longitudinale



Empreintes de racines dans des blocs de grès vues à la fois en coupe longitudinale (encadré blanc) et en coupe transversale (encadré jaune)

Si ce sont des racines, cela implique que la région était émergée !

Et au vu de la dureté et de la compacité de ce grès, on ne peut pas imaginer que des racines aussi fines aient pu le traverser aussi profondément.

Les racines des plantes en question n'ont pu croître que dans un sédiment meuble de nature siliceuse donc dans un sable, un sable de dune par exemple.

Des formations sableuses antérieures à l'Éocène dans la région de Saint-Saturnin-sur-Loire, il n'y en a pas des tonnes !

On en a seulement dans les terrains d'âge sénonien (Crétacé supérieur) (voir point ④). On pense que les sables à l'origine de ce grès très siliceux étaient d'âge sénonien et que des plantes avec racines y poussaient.

Puis dès la fin du Turonien, la région a commencé à émerger, émergence commandée par le soulèvement du Bassin parisien et la migration de son pôle de subsidence vers sa partie Nord où se dépose l'essentiel des sédiments d'âge Paléocène-Eocène-Oligocène.

Les sables sénoniens sont alors exposés à l'air dès la fin du Crétacé supérieur et vont être cimentés par l'eau des nappes phréatiques chargées en silice dissoute.

Cette grésification se serait produite au Bartonien (Eocène moyen et supérieur) sous climat chaud et humide. En tout cas, elle a été antérieure au dépôt des faluns puisque ceux-ci n'ont pas été grésifiés.

Deux optimums climatiques ont été mis en évidence à l'Éocène inférieur et moyen avant une transition Greenhouse-Icehouse vers -34 Ma (limite Éocène-Oligocène), début de l'installation de la glaciation quaternaire.

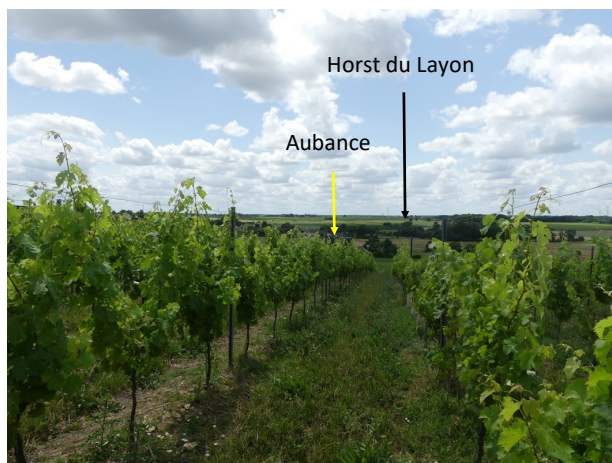
③ Observation du paysage et sondage à la tarière

- Observation du paysage

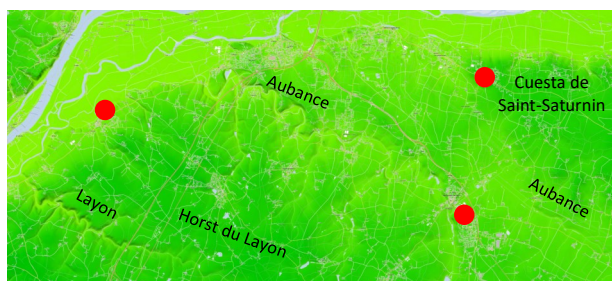
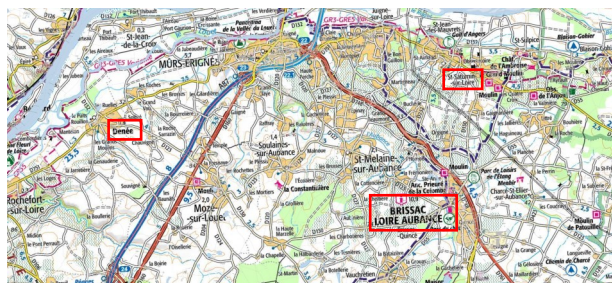


Du haut de la cuesta de Saint-Saturnin, on peut observer vers le Sud tout le bassin versant de l'Aubance jusqu'à sa limite méridionale, à l'horizon, marquée par les reliefs du « Horst du Layon », véritable talus tectonique constituant lui-même la limite Nord du bassin du Layon.

L'Aubance, dans sa partie amont, longe le front de la cuesta de Saint-Saturnin-sur-Loire puis à partir de Brissac-Quincé (aujourd'hui Brissac Loire Aubance), pénètre dans les terrains ordoviciens et siluriens du Massif Armoricain avant de se jeter dans le Louet, affluent de la Loire, à hauteur de Denée.



Vue vers le Sud sur le bassin versant de l'Aubance



Situation du bassin de l'Aubance

(en rouge, localisation approximative des localités de Saint-Saturnin-sur-Loire, Brissac-Quincé et Denée)

Géoportail

Le cours de l'Aubance est donc établi à la fois sur les terrains calcaires du Bassin Parisien dans sa partie amont et sur les schistes du Massif Armoricain dans sa partie aval.

C'est cette situation qui explique que le bassin de l'Aubance est réputé pour la grande variété de ses crus.

- Géologie

Le sol de la vigne dans laquelle on se trouve est peu épais (sondage à la tarière). D'ailleurs, des blocs de roche peuvent être récoltés en surface.



Bruno en plein travail



Cette roche, très blanche, fait effervescence à l'acide chlorhydrique et happe légèrement à la langue. Il s'agit d'une marne.

On peut également facilement y récolter de nombreux fossiles. Il s'agit pour l'essentiel de Mollusques Lamelli-

branches ressemblant à des huîtres : *Pycnodonta biauriculata*, *Rhynchostreon suborbiculatum* (anciennement *Exogyra columba*).

La présence de ces fossiles permet de dater la formation sur laquelle est installée la vigne, c'est du Cénomanien.

C'est la célèbre Formation des « Marnes à Huîtres ».



Cette vigne est très bien exposée au Sud ce qui est très bon pour sa vitalité. En revanche, comme elle est située sur le front de la cuesta, la pente du terrain est relativement forte ce qui peut causer un déficit hydrique pour les plants et, en cas de fortes pluies, un ravinement du sol.

Mais les marnes, renfermant de l'argile, se comportent un peu comme des éponges et peuvent retenir suffisamment d'eau.

La présence d'huîtres fossiles indique qu'au Cénomaniens, la région était occupée par la mer, une mer peu profonde.

Au Cénomaniens en effet, la mer est venue transgresser le Massif Armoricain qui est resté émergé pendant tout le Crétacé inférieur.

Les causes de cette grande transgression du Crétacé supérieur sont bien connues :

- augmentation de l'activité de la dorsale Sud-Atlantique qui a fait remonter la plaque Afrique vers le Nord-Est. Ce mouvement de rotation anti-horaire de l'Afrique et des micro-plaques Ibérie et Apulie qui lui sont associées a entraîné leur collision avec la plaque européenne pour former les Pyrénées et les Alpes (début de la collision Ibérie-Europe au Santonien-Maastrichtien et début de la collision Europe-Apulie au Priabonien),

- changement de la morphologie de la dorsale ; quand une dorsale devient rapide, elle ne présente plus de rift central mais devient bombée (« doming thermique ») ce qui entraîne une hausse du niveau de la mer (variation tectono-eustatique),

- enfin, le volcanisme accru de la dorsale rejette dans l'atmosphère des quantités énormes de gaz à effet de serre (CO₂, SO₂...) qui, par rétroaction positive, vont engendrer une dilatation des eaux de l'Océan mondial (variation climato-eustatique).

Aujourd'hui, la vigne sur laquelle on se trouve est à une altitude d'environ 70 m.

Est-ce à dire que la mer est montée aussi haut ? Pourquoi pas puisque des variations importantes du niveau marin sont connues. Par exemple, au Quaternaire, la mer s'est retirée de la presque totalité de la plateforme continentale pour atteindre le niveau -130 m par rapport au niveau actuel !

Ces marnes à huîtres sont surmontées par les grès sénoniens observés en (2), de faciès continental, qui étaient émergés puisque des racines de plantes ont pu y croître.

Cela implique qu'entre le Cénomaniens et le Sénonien, une importante régression a eu lieu.

L'hypothèse aujourd'hui admise est qu'elle serait due à une surélévation par flambage lithosphérique de tout le Massif Armoricain en liaison avec la formation des Pyrénées et des Alpes.



Localisation des points d'observation (4) et (5)

④ Grès à stratification entrecroisée



Au pied de la tour, on peut observer un affleurement de grès d'âge sénonien (Crétacé supérieur).

Il s'agit peut-être de l'affleurement qui a fourni tous les blocs de grès constituant les murs du village (voir point (2) précédent) et dans lesquels on a vu les empreintes de racines fossilisées !

Ici ce grès est roux, à gros grains mal soudés entre eux. Il s'effrite facilement pour donner du sable.

On peut y voir aussi mais difficilement quelques traces de stratification oblique.



Stratification oblique

⑤ Blocs de grès à Sabals

De gros blocs de grès sont dispersés dans le parc voisin au pied de quelques arbres.

Ils présentent en surface de belles empreintes fossiles de feuilles de *Sabalites andegavensis* (Palmier).

Les analyses palynologiques ont également montré la présence de Bambous, de Plaqueminiers (Ebènes) ... mais aussi de Chênes et de Graminées (Poacées).

Cette flore a permis de dater ce grès du Bartonien inférieur (Eocène). Elle indique un climat tropical à tempéré chaud.

Or, la grésification a eu lieu au cours de ce même Bartonien. Si les structures végétales ont été très bien conservées, cela implique une silicification très rapide certainement par évaporation, ascension capillaire des eaux des nappes phréatiques chargées en silice dissoute.

Remarque : Ces grès sont à peu près contemporains de ceux de Noirmoutier (Bois de la Chaise) et donc du fleuve Ypresis.



Empreintes de feuilles de *Sabalites andegavensis*





La rue du Clos Noir qui fait suite à la rue du Mont Rude jusqu'à la D132 longe, du côté du terrain de golf, un mur entièrement constitué de schistes.

À sa base, en haut de la rue, affleure d'abord un sous-sol de couleur blanche puis, en descendant, à hauteur du terrain de golf, un sous-sol gris-bleuté.

On a là le contact entre les « Marnes à Huîtres », blanches, datées du Cénomaniens (environ -100 Ma) et le socle paléozoïque schisteux, gris ardoise, daté de l'Ordovicien (environ -450 Ma).

Près de 350 Ma les séparent ! Un hiatus important qui signe une discordance, certainement angulaire, mais le contact n'est pas visible.

On retrouve le point ③.

Les « Marnes à Huîtres » plus ou moins glauconieuses, sont toujours très fossilifères, riches en *Pycnodonta bauriculata*, *Rhynchostreon suborbiculatum* et en Brachiopodes (Térébratules et Rhynchonelles) qui indiquent la présence d'une mer peu profonde.

Les Huîtres sont disposées pêle-mêle, les valves presque toujours séparées. Ce n'est donc pas un banc d'huîtres en place mais plutôt une accumulation post-mortem de coquilles comme on peut en voir aujourd'hui dans les laisses de haute-mer. On a donc affaire à une thanatocénose.



Le groupe de l'AVG dans le parc de l'ancienne Mairie



Localisation des trois derniers points d'observation

⑥ Marnes à Huîtres



⑦ Sondage à la tarière

Ces strates de « Marnes à Huîtres », à peu près horizontales, reposent soit directement sur les schistes ardoisiers ordoviciens, soit parfois par l'intermédiaire d'un niveau de sables glauconieux.

Dans un champ en face du terrain de golf, un sondage à la tarière (mais aussi un terrier de blaireau) a permis de mettre en évidence ce niveau de sables glauconieux daté de l'Albien (base du Cénomanien supérieur).

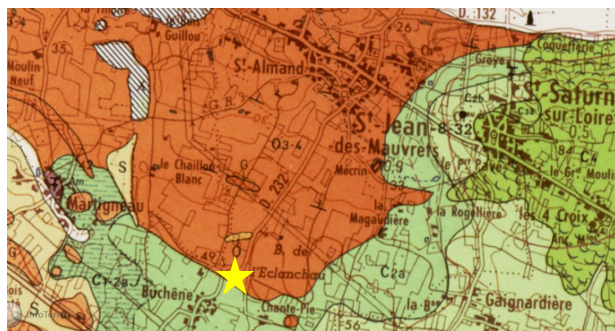


⑧ Schistes ordoviciens

En continuant la descente vers la D132, les schistes affleurent au niveau des fossés des deux côtés de la rue.



Arrêt 4 : Buchène sur la D 232



Géoportail



Dans cette parcelle pédagogique, sont élevés quelques rangs des principaux cépages de la région : entre autres, Chenin, Cabernet franc, Cabernet Sauvignon, Pineau d'Aunis, Gamay noir, Grolleau Noir...



Arrêt 5 : Visite du Domaine de Bablut à Brissac et dégustation



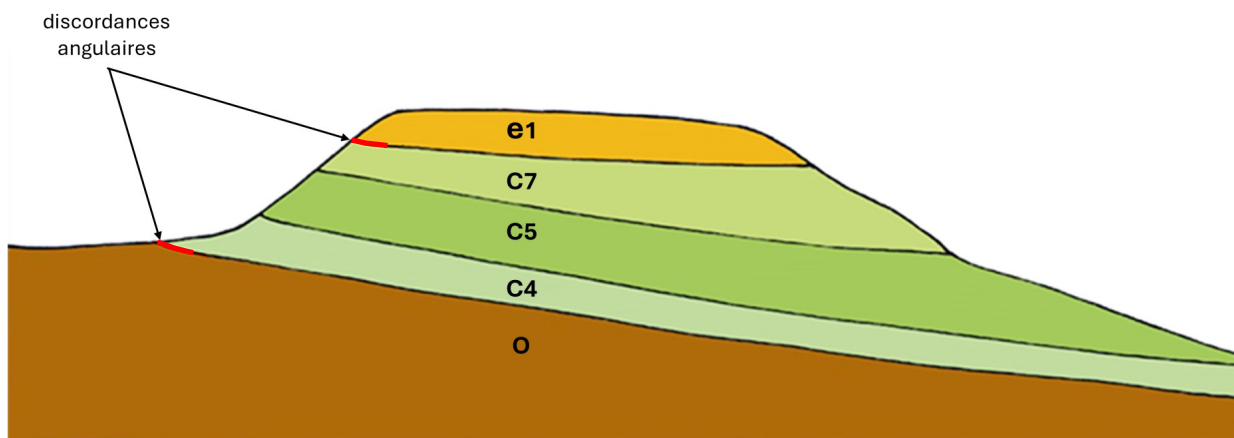
Exposé de Monsieur Christophe Daviau sur l'histoire du domaine et la fabrication du vin



Dégustation

OUEST

EST



Coupe géologique schématique de la butte de Saint-Saturnin-sur-Loire

Légende

- e1** : Éocène - Grès à Palmiers **C7** : Sénonien - Sables blancs à Éponges
C6 : lacune du Turonien à craie Tuffeau **C5** : Cénomanién - Marnes à Huîtres
C4 : Albien - Sables verts glauconieux **O** : Ordovicien - Schistes ardoisiers du socle

Échelle stratigraphique

Paléogène	Oligocène	Chattien	28,1	Sénonien (C7)
		Rupélien	33,9	
	Éocène	Priabonien	37,8	
		Bartonien	41,2	
		Lutétien	47,8	
		Yprésien	56,0	
	Paléocène	Thanétien	59,2	
		Sélandien	61,6	
		Danien	66,0	
	Crétacé	Maastrichtien	72,2 ± 0,2	
		Campanien	83,6 ± 0,2	
		Santonien	85,7 ± 0,2	
		Coniacien	89,8 ± 0,3	
		Turonien	93,9 ± 0,2	
		Cénomanién	100,5 ± 0,1	
		Albien	113,2 ± 0,3	
		Aptien	121,4 ± 0,6	
		Barrémien	125,77	
		Hauterivien	132,6 ± 0,6	
		Valanginien	137,05 ± 0,2	
		Berriasien	143,1 ± 0,6	

a- L'histoire du domaine

Le domaine de Bablut est fondé dès 1545 par les Daviau, une famille angevine. Ils exploitent alors une parcelle de vignes en coteaux près de Brissac, mais à l'image de nombreux domaines à cette époque, la viticulture n'est qu'une composante parmi d'autres agricultures présentes sur le domaine. Dans cette région de Loire, les céréales sont exploitées dans les vallées, la vigne sur les coteaux.

- Les Daviau, une famille de meuniers

L'activité principale des Daviau au XVI^{ème} siècle est la minoterie, le nom Bablut provient d'ailleurs du verbe blutter qui désigne l'action de tamiser la farine. La famille possède cinq moulins disposés sur les collines de l'Aubance. À la fin du XIX^{ème} siècle, elle délaisse son activité de minoterie au profit de la viticulture. Les générations suivantes perpétuent ce travail viticole.

- Le virage en bio puis en biodynamie

En 1980, Christophe Daviau exploite en métayage les vignes du château de Brissac, situé non loin de sa propriété. La vinification des raisins s'effectue au domaine de Bablut et trois cuvées sont créées, deux vins rosés et un vin rouge d'AOC Anjou-Villages-Brissac.

Un premier essai de viticulture en biodynamie est mené au domaine de Bablut en 1993, une démarche marginale à l'époque. En 1996, l'ensemble du vignoble est converti à l'agriculture biologique, avant d'adopter dans un second temps une agriculture biodynamique. La famille Daviau plante dès l'année 2000 des haies de noisetiers, de prunelliers et de sureaux noirs près de ses parcelles pour favoriser la biodiversité.

Christophe Daviau produit une gamme étendue, avec un soin appliqué dans les cuvées parcelles en chenin (Ordovicien), cabernet-sauvignon sur schistes (Rocca Nigra) et cabernet franc sur calcaire (Petra Alba). Les Coteaux-de-l'Aubance offrent concentration et précision aromatique. La grande cuvée d'Anjou blanc Ordovicien se révèle riche, légèrement lactée, portée par une belle tension minérale.

<https://www.larvf.com/domaine-de-bablut,10745,406297.asp>

On y a dégusté du Petit Princé, du Petra Alba, de l'Ordovicien et de l'Unique.

b- Thèmes abordés par Monsieur Daviau

- Maturation technologique et maturation phénolique

Déterminer la date idéale de début de récolte n'est pas si simple.

Il faut conjuguer différents facteurs : la maturité des raisins, l'état sanitaire, le profil de vin recherché mais aussi les conditions météorologiques.

Pour définir la maturité, un travail minutieux d'observation combiné à des mesures régulières au vignoble sont nécessaires les semaines qui suivent la véraison (stade de maturation du raisin qui s'apprécie grâce au changement de couleur de la baie).

Et en réalité, il n'y a pas une maturité mais des maturités :

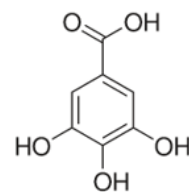
- la maturité technologique qui détermine le degré potentiel du vin et qui s'exprime par un rapport sucres/acidité élevé. Sa mesure est largement et prioritairement utilisée

sur le terrain, sa réalisation étant rapide (réfractomètre à main),

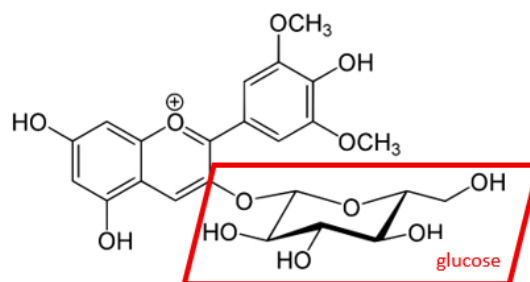
- et la maturité phénolique qui correspond au niveau de maturation des baies (comprenant la pellicule, la pulpe et les pépins) et qui informe sur la qualité de la matière colorante et des tanins qui détermineront respectivement la couleur et la structure des futures cuvées.

Les principaux composés phénoliques du vin sont les tanins et les anthocyanes qui proviennent des parties solides du raisin, c'est-à-dire des pellicules et des pépins.

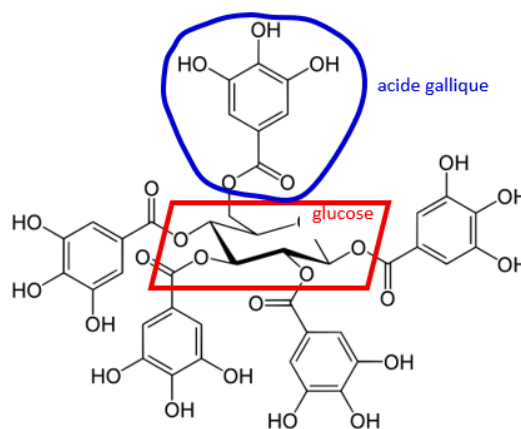
Les tanins sont présents à la fois dans les pépins à l'état libre ou estérifiés avec l'acide gallique et dans les pellicules, associés aux membranes cellulaires.



Acide gallique



Un exemple d'anthocyanine : le 3-glucoside de malvidine



Un exemple de tanin : le penta-O-galloyl-D-glucose formé de 5 molécules d'acide gallique estérifiant 5 fonctions alcools du glucose

En revanche, les anthocyanes ne se trouvent que dans les vacuoles des cellules des pellicules, combinées à des acides organiques.

Tanins et anthocyanes présentent de nombreuses propriétés :

- les tanins sont responsables des propriétés gustatives qui donnent aux vins leurs caractéristiques d'astringence, les tanins des pellicules étant cependant beaucoup moins

astringents que ceux des pépins à l'origine du « corps » du vin,

- et les anthocyanes, pigments rouges, responsables de leur couleur.

Le suivi de la maturité phénolique des raisins est basé sur trois observations :

- dans les pellicules, on observe au cours de la maturation, une augmentation des anthocyanes et des tanins dont les concentrations maximales peuvent alors coïncider avec la maturité technologique donc la concentration en sucres.

- à l'approche de la maturité, les membranes des cellules pelliculaires se dégradent permettant ainsi l'extraction des anthocyanes vacuolaires.

- dans les pépins, la quantité de tanins extractibles diminue plus ou moins.

Pour résumer, un raisin mûr se caractérisera par :

- des pellicules riches en tanins et en anthocyanes,
- des pépins relativement pauvres en tanins,
- et une accumulation des anthocyanes facilement extractibles dans les pellicules.

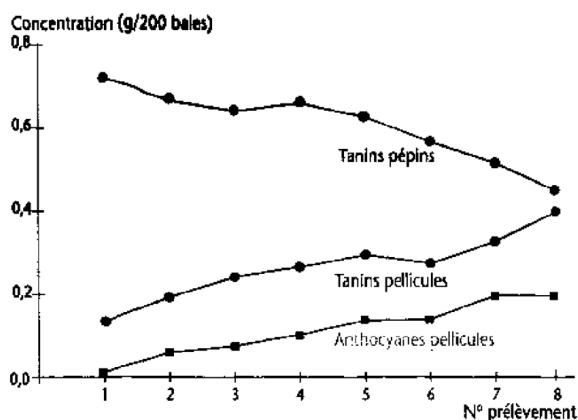


Figure 1- Evolution des anthocyanes et des tanins au cours de la maturation. N° prélèvement (1997) : 1-26/08; 2-02/09; 3-09/09; 4-16/09; 5-23/09; 6-01/10; 7-07/10; 8-14/10.

- L'astringence

Voici quelques éléments-clés pour comprendre la notion d'astringence dans un vin.

1) Qu'est-ce qu'un vin astringent ?

Quand on goûte un vin, on peut parfois ressentir une sensation râpeuse au niveau de la langue qui va rapidement assécher la bouche et laisser une sensation d'amertume au palais. Ce phénomène est dû aux tanins, qui se trouvent dans la peau mais surtout dans les pépins du raisin. On les trouve aussi dans les rafles mais qui ne sont pas écrasées ici dans le domaine de Bablut.

Lorsqu'ils sont très présents dans un vin, leur propriété dite astringente va provoquer une crispation des muqueuses, d'où l'impression d'âpreté.

2) Comment est perçue l'astringence ?

Les cellules épithéliales buccales sont recouvertes d'une muqueuse riche en protéines qui a un effet lubrifiant.

Lors de la consommation de vin à teneur variable en tanins, des agrégats se forment à la suite de la réaction entre les protéines présentes dans la salive et les tanins du vin.

Les composés tanniques réagissent principalement avec les protéines salivaires riches en proline (= acide aminé) qui représentent environ 70 % des protéines de la salive humaine.

Cela entraîne une diminution de la lubrification et une modification de la structure de la muqueuse et, par conséquent, une sensation de sécheresse dont l'intensité est proportionnelle à la capacité de réaction des tanins (concentration et type) avec les protéines salivaires.



Mécanisme de perception de l'astringence

On comprend alors que la perception de l'astringence est avant tout personnelle, individuelle et qu'elle va être très variable d'un individu à l'autre, car elle dépendra non seulement de la densité et de la qualité des récepteurs gustatifs de chaque consommateur mais aussi de son flux de salive et de la richesse de cette dernière en protéines riches en proline.

3) Que faut-il déduire d'un vin astringent ?

Décrite de cette manière, l'astringence peut apparaître comme un défaut du vin. Mais cela dépend avant tout de son équilibre avec les autres caractéristiques qui le constituent : le taux de sucre, la dose d'alcool et le niveau d'acidité. Une forte acidité contribuera par exemple à accentuer l'astringence, tandis que l'augmentation du sucre l'atténuera. L'astringence d'un vin ne peut donc pas être considérée comme un défaut, à partir du moment où elle n'empiète pas sur les autres caractéristiques.

Il faut savoir aussi que plus la température de service est élevée, moins la sensation d'astringence se fera sentir. Cela dépend également des aliments auxquels on l'associe. Certains fromages associés à certains vins rouges sont par exemple loin de faire bon ménage.

4) Existe-il un type de vin particulièrement astringent ?

Comme on vient de l'expliquer, l'astringence d'un vin provient de ses tanins. La composition tannique d'un vin est déterminée lors de la macération, étape de vinification au cours de laquelle le jus du raisin entre en contact avec la pellicule des grains.

Pour l'élaboration des vins blancs et des vins rosés, cette étape n'excède généralement pas quelques heures, contrairement à celle des vins rouges qui peut durer plusieurs jours. La teneur en tanins du vin blanc et du vin rosé se révèle donc généralement peu élevée. L'astringence ne s'applique dans la plupart des cas qu'aux vins rouges.

Mais tous les vins rouges ne présentent pas la même teneur en tanins car c'est également une question de cépage (certains vont se révéler moins riches en tanins que d'autres).

L'élevage dans une barrique en bois entre également en ligne de compte, puisque ce matériau lui aussi secrète des tanins.

Plus le fût dans lequel le vin est élevé est jeune, plus sa teneur en tanins sera importante, car le bois neuf possède encore tous ses tanins. Le vin pourra donc plus facilement s'en imprégner.

5) Que faut-il retenir du phénomène d'astringence ?

Un vin à l'astringence marquée est souvent synonyme de jeunesse. En effet, les tanins tendent à s'assouplir avec le temps, et remplacent la sensation d'âpreté par une sensation de rondeur en bouche.

L'astringence d'un vin âgé de plus de cinq ans se fera en principe moins ressentir que chez un vin plus jeune. Si on déguste un vin aux tanins trop agressifs, on conseille de le carafier voire même d'attendre quelques années avant de le déguster à nouveau si on possède plusieurs bouteilles.

En conclusion, l'astringence d'un vin va dépendre :

- de sa couleur (plus marquée chez les vins rouges),
- des cépages à partir desquels il est élaboré,
- de ses conditions d'élevage (cuve en inox ou cuve en bois)
- et de son âge (plus un vin est vieux, plus son astringence se fait discrète).

Article de Hendrik VREKEN

**Photographies de Dominique LOIZEAU
et Josiane VREKEN**



Bibliographie

« Glauconite in thin section » - Geological digressions (janvier 2022)

M. Audiguier, Z. Geremew, S. Laribi et R. Cojean : « Caractérisation au laboratoire de la sensibilité au retrait - gonflement des sols argileux » - Revue Française de Géotechnique n° 120-121 - 4ème trimestre 2007

Kévin Beck, Muzahim Al-Mukhtar, Olivier Rozenbaum : « Pierres des Monuments Historiques : Caractérisations et mécanismes d'altération du Tuffeau » - Université d'Orléans (2003).

Jean-Paul Legros : « L'Invasion du vignoble par le Phylloxéra » - Académie des Sciences et Lettres de Montpellier, 1993

Nuno Mateus, Victor de Freitas : « Derniers progrès scientifiques sur les pigments du vin » - Centre d'investigation en chimie (CIQ), Département de Chimie, Faculté des Sciences, Université de Porto - 2005

Notice des cartes géologiques au 1/50000ème de Saumur et Thouarcé

Sites internet consultés

<https://www.larvf.com/.domaine-de-bablut,10745,406297.asp>

<https://glosario.wein.plus/>

Wikipedia

Géoportail

<https://www.geological-digressions.com/>



<https://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k6532842z/f136.item#>

Sortie sur l'Île de Groix

avec Gaston Godard

**Professeur de Géologie à l'Université Denis-Diderot (Paris-VII)
et chercheur à l'Institut de Physique du Globe**

et David Boudeau

**Professeur de SVT au lycée François Truffaut de Challans (85)
et président de l'APBG**

Samedi 6 et Dimanche 7 septembre 2025



Gaston Godard



David Boudeau



Le groupe de l'AVG

Cadre géologique (figures 1 et 2)

Située à une dizaine de kilomètres au large de Lorient, l'Île de Groix représente la partie émergée d'une vaste nappe de roches métamorphiques connues sous le nom de « Schistes bleus » et qui sont la signature d'un métamorphisme de HP-BT. Cette nappe affleure un peu plus au Sud à l'Île Dumet, au large de Piriac-sur-Mer, et s'étend même jusqu'en Vendée, près de Challans, à Bois-de-Céné et peut-être aussi à Falleron soit à près de 150 km de Groix.

Elle repose en position synclinoriale sur une autre nappe : la nappe des « Schistes et Porphyroïdes de Saint-Gilles - La Vilaine » d'extension plus importante puisqu'elle vient chevaucher l'autochtone (ou le parautochtone ?) du Bas-Bocage vendéen dans la région de Mareuil-sur-Lay-Dissais. Mais à la différence de la nappe des « Schistes bleus », elle témoigne d'un métamorphisme moins poussé en pression, de type barrowien c'est-à-dire de MP-MT.

Côté continent, la nappe des « Schistes et Porphyroïdes de Saint-Gilles - La Vilaine » est posée sur les gneiss, migmatites et granites de la bande Lorient-Auray-Vannes-Muzillac, cette dernière parallèle et accolée au CSA (Cisaillement Sud-Armoricain).

Le CSA est considéré aujourd'hui comme étant la suture d'un ancien océan : l'Océan Centralien qui, formé au Paléozoïque inférieur, séparait Armorica au Nord de Gondwana au Sud.

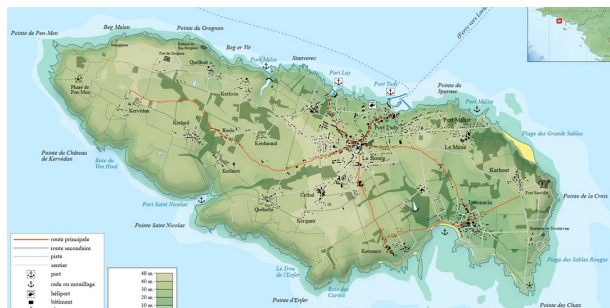
Avant l'orogénèse varisque qui a eu lieu à la fin du Paléozoïque, des boues de diverses origines (détritique, organique, volcanique) ont sédimenté sur le fond de ce bassin océanique qui n'a jamais été très large et sur ses marges. Puis au cours de la disparition de cet océan par subduction de sa lithosphère océanique, ces sédiments et la croûte gabbroïque qui les supportaient se sont métamorphisés en profondeur avant de « gicler », de remonter vers la surface lors de la collision entre les croûtes continentales d'Armorica et de Gondwana.

L'excursion sur l'Île de Groix s'est cantonnée à sa partie Est, là où les roches métamorphiques de l'île ont remarquablement conservé la mémoire de cette double histoire, à la fois spatiale et temporelle.

Il s'agissait pour le groupe de l'AVG de reconstituer toute cette histoire géologique en essayant de découvrir :

- la nature des protolithes des roches rencontrées à l'affleurement,
- les minéraux-index et les associations minérales permettant d'avoir une idée des conditions de P et de T subies par ces protolithes au cours de leur enfouissement (métamorphisme prograde),
- les transformations subies par ces mêmes minéraux-index et associations minérales, devenues instables au cours de leur remontée vers la surface (rétrormorphose),
- et d'expliquer également pourquoi la nappe des « Schistes bleus » qui a subi un métamorphisme plus poussé (en pression) que la nappe des « Schistes et Porphyroïdes de Saint-Gilles - La Vilaine » et qui s'est donc davantage enfoncée se retrouve-t-elle maintenant sur cette dernière ?

La même question se pose d'ailleurs à l'échelle de l'Île de Groix où se côtoient une unité moins métamorphique à l'Ouest de l'île et une unité plus métamorphique à l'Est de l'île, celle que l'on a explorée.



Embarquement à Lorient



L'équipage du bateau !



Port Tudy en vue !

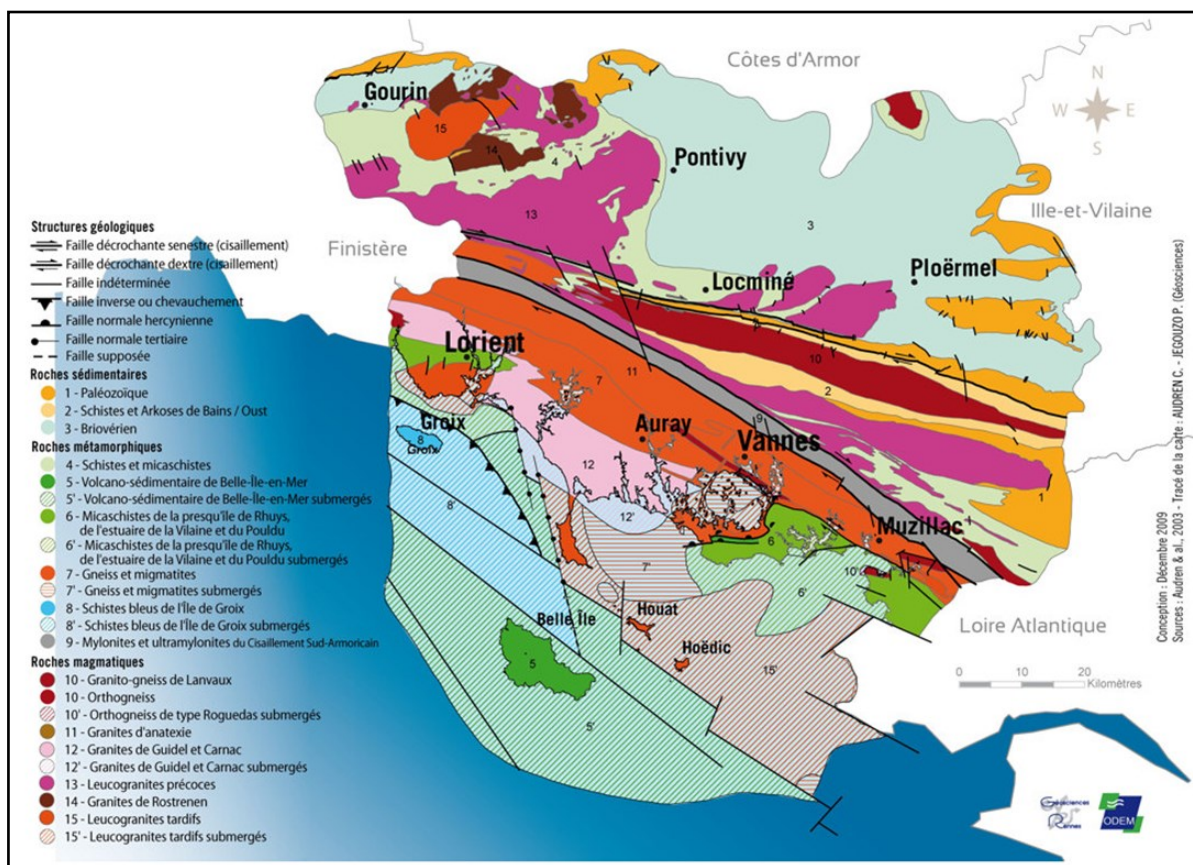


Figure 1 : Géologie du socle du Morbihan

Sources : Tracé de la carte : AUDREN C. et JEGOUZO P. (Géosciences) - 2009

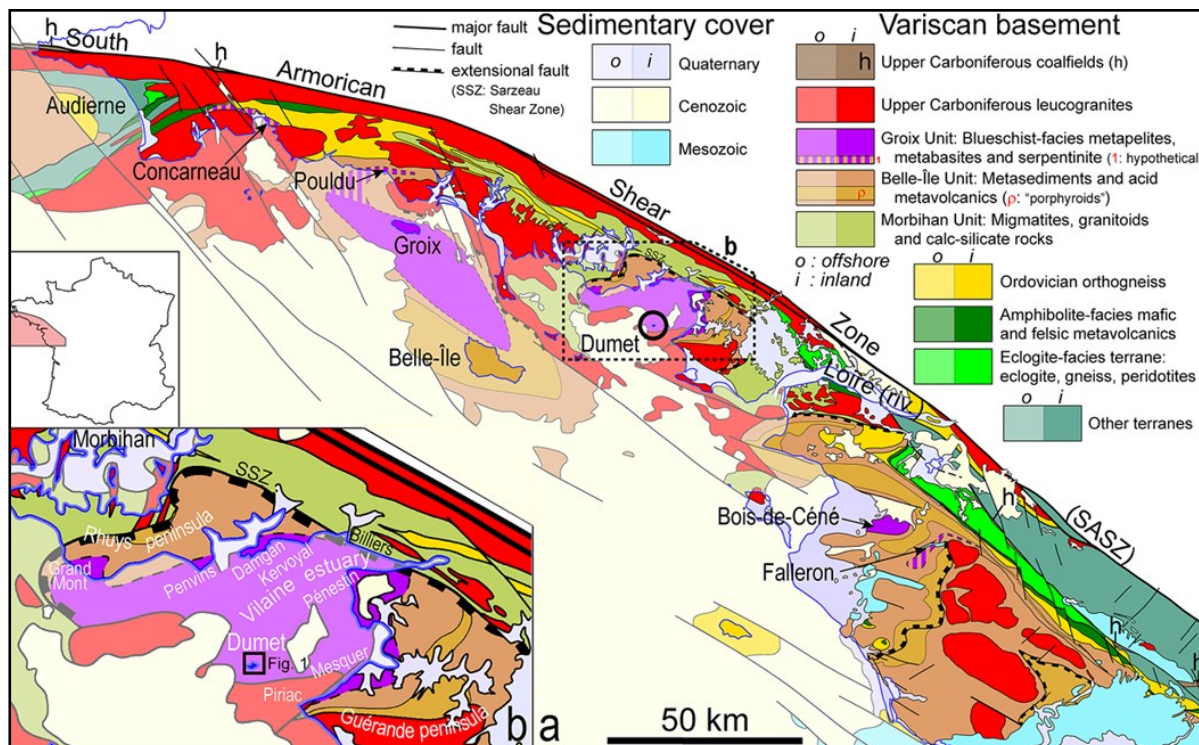


Figure 2 : Esquisse du Domaine Sud-Armoricain et de l'estuaire de La Vilaine

Extraite de: « Île Dumet (Armorican Massif, France) and its glaucophane eclogites : the little sister of Île de Groix »
(Gaston GODARD - 2024)

Journée du samedi 6 septembre
Trajet Locmaria - La Pointe des Chats



Nos guides, Gaston et David, nous présentent les objectifs de la journée.



Le groupe de l'AVG en marche vers le premier arrêt.

Arrêt 1 :

1- Description des roches

On peut voir en falaise comme sur l'estran un mélange de roches claires, jaunâtres à brunâtres et de roches sombres, couleur bleu nuit.



- Les premières sont de loin celles qui prédominent ici.

Elles sont feuilletées, à débit planaire bien net et présentent une alternance de niveaux fins constitués de quartz et de minéraux feuilletés dont du mica blanc. La biotite est absente.



Un petit morceau écrasé entre les doigts avec un peu d'eau de mer donne une boue relativement malléable, preuve de la présence d'une fraction « argileuse » importante.

On peut en déduire que le protolithe de cette roche était un sédiment détritique à dominante argileuse : une argilite, une pélite qui après métamorphisme (dont il faudra préciser les conditions) s'est transformée en une métapélite que l'on peut également qualifier, étant donné son débit feuilleté, de micaschiste.

- Les secondes, très sombres, se présentent le plus souvent sous la forme de lentilles fuselées, de boudins très étirés, noyés dans les micaschistes. L'épaisseur de ces lentilles varie de 10 à 50 cm pour une longueur plurimétrique.



Enclaves basiques en forme de boudin ou très dilacérées dans l'encaissant de micaschistes

Au premier abord, elles font penser à des amphibolites. Il s'agit en effet de roches basiques. Leur analyse chimique a montré qu'elles avaient la même composition globale que celle des basaltes ou des dolérites ou des gabbros fabriqués au niveau des dorsales médio-océaniques actuelles. En un mot, elles ont la composition de croûte océanique, de MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt).

Mais leur structure laisse à penser qu'il s'agit plutôt de dolérite ou de basalte à structure microlithique ou micro-grenue que de gabbro à structure grenue.

On peut donc penser que les protolithes de ces lentilles de metabasites étaient des sills de basalte intrudant les

sédiments selon les plans de stratification ou des filons de dolérite rabattus ultérieurement au cours de leur métamorphisme dans ce plan de stratification.

2- Reconstitution du milieu

Le milieu dans lequel se sont déposées les argilites à l'origine des micaschistes était un bassin océanique à croûte de composition basaltique (ou gabbroïque). Les argilites provenaient certainement de l'érosion des reliefs présents sur les marges continentales de cet océan, par exemple de l'altération de granitoïdes pourvoyeurs d'argile et de grains de quartz.

Cependant, aujourd'hui, on constate que les sédiments de ce type se déposent avant tout sur le plateau continental, ou éventuellement, sous la forme de flyschs, au pied du talus continental qui lui fait suite.

On peut alors supposer que l'on se trouvait plutôt sur une marge de ce bassin océanique, à la transition océan-continent.

Pour expliquer maintenant le mélange intime micaschistes - roches basiques, deux hypothèses sont possibles :

- ou bien il est d'origine tectonique et il faudra l'aborder plus tard,

- ou bien la coexistence de ces deux types de roches était déjà un fait acquis dans le bassin lui-même. On connaît en effet aujourd'hui des marges dites « hyper-étendues » au niveau desquelles affleure, entre des blocs basculés de nature continentale, granitique, du manteau péridotitique sous la forme de serpentinites surmonté par des basaltes en pillows.

Étant donné l'importance volumétrique des sédiments argileux, on pouvait aussi se trouver au niveau d'un rift continental en début d'océanisation.

Mais de quel bassin océanique parle-t-on ? Et quand a-t-il existé ?

La plupart des géologues s'accordent pour dire qu'il s'agissait de l'Océan Centralien connu aussi sous le nom d'Océan Galice - Massif Central ou d'Océan Médio-européen.

À la fin du Cambrien (Furongien) et au début de l'Ordovicien (Trémadocien et Floien), la plaque Armorica a commencé à se détacher de Gondwana. Un rift continental s'est formé dont on a des preuves en Vendée (volcanisme bimodal). Puis ce rift s'est océanisé de l'Ordovicien moyen au Silurien.

Les argilites de Groix se sont donc déposées au Cambro-Ordovicien d'abord dans un bassin continental subsident puis sur la croûte basaltique de l'Océan Centralien né entre Armorica et Gondwana et plus précisément sur la marge Nord de cet océan, sa marge armoricaine.

Remarque : En effet, la disparition de cet Océan Centralien s'est faite par subduction de sa lithosphère océanique du Sud vers le Nord, sous Armorica comme le montrent les profils Ecors et le déplacement des nappes des « Schistes bleus » et des « Schistes et Porphyroïdes de Saint-Gilles - La Vilaine » vers le Sud.

3- Autres observations

Dans la même crique, on a pu observer en affleurement en falaise ou sur l'estran :

- des micaschistes à grenat,

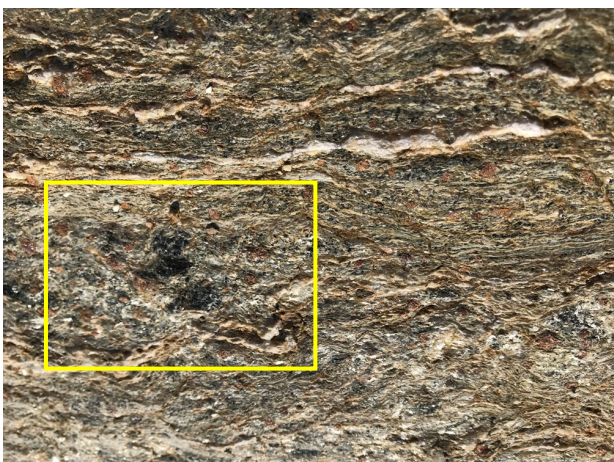


Grenat spessartine dans le micaschiste

- des micaschistes à chloritoïde et grenat spessartine,



Cristaux noirs de chloritoïde



Idem - Cristaux de noirs de chloritoïde et rouges de grenat spessartine

- quelques niveaux bleutés de glaucophanite,



Alternance de feuillets de micaschiste beige-ocre et de glaucophanite bleutée

- des niveaux bleutés de glaucophanite à lawsonite et très petits cristaux de grenat spessartine,



Glaucophanite à cristaux de lawsonite (blancs) et très petits cristaux de grenat spessartine



Idem en galet mais très pauvre en grenat!

- et également non en place, « rapportés ! », des galets de glaucophanite à épidote et grenat spessartine.



Galet montrant une alternance de niveaux de glaucophanite à épidote et grenat et de niveaux quartziteux plissés.
Les plis de quartz sont dans le plan de la foliation de la roche.

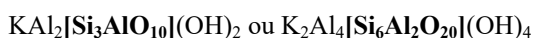
4- Enseignements apportés par les micaschistes et leurs minéraux

* Le mica

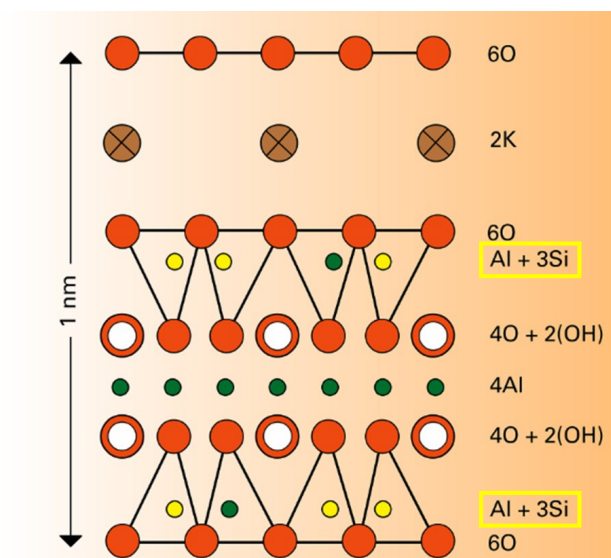
Le mica des micaschistes qui affleurent ici n'est pas de la muscovite ou de la séricite.

Il s'agit de phengite qui est la forme de HP de la muscovite.

- La muscovite banale des micaschistes communs a pour formule :



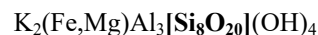
Il s'agit donc d'un phyllosilicate ce que traduit, dans la formule ci-dessus, le groupement entre crochets $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$ ou $[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}]$. On remarque alors que 1 tétraèdre sur 4 est occupé par de l'aluminium.



Structure cristalline de la muscovite

Crédits : Encyclopædia Universalis France

- La phengite a une formule très voisine :



Mais on remarque que dans ses feuillets, seulement 1 tétraèdre sur 8 est occupé par de l'aluminium ou même que tout l'aluminium a été chassé des tétraèdres.

Remarque : La celadonite de formule $\text{K}(\text{Mg,Fe})(\text{Fe,Al})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ ou $\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_2(\text{Fe,Al})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ est intermédiaire entre la muscovite et la phengite.

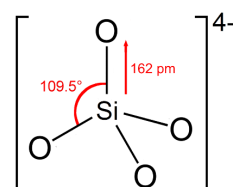
Quel est alors l'argument qui permet d'affirmer que la phengite est une forme de HP de la muscovite ?

Comme on vient de le dire, les phyllosilicates sont constitués de tétraèdres $(\text{SiO}_4)^{4-}$ dont les 4 sommets sont occupés par un ion O^{2-} et le centre par un ion Si^{4+} .

Ces tétraèdres sont disposés en feuillets dans les phyllosilicates comme la muscovite ou la phengite ainsi que l'indique le groupement $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]$.

Considérons un tétraèdre élémentaire $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Il a un volume suffisant pour permettre à un ion Si^{4+} de venir s'y loger parce que ce dernier est chargé positivement et surtout qu'il est petit : 40 pm (pm = picomètre).

$$1 \text{ pm} = 10^{-12} \text{ m}$$



Mais le silicium peut être parfois remplacé par un ion aluminium Al^{3+} , également positif mais trivalent, et plus gros : 54 pm.

Que va-t-il se passer si la pression augmente ?

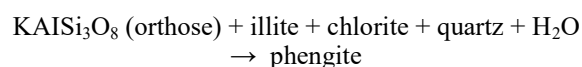
Les tétraèdres vont être comprimés. L'ion Si^{4+} pourra toujours entrer dans les sites tétraédriques parce que petit mais ce ne sera plus le cas des ions Al^{3+} trop gros qui en seront chassés, évincés et iront se mettre ailleurs.

Par conséquent, le fait que dans la phengite, 1 site tétraédrique seulement sur 8 est occupé par Al^{3+} ou même que tout l'aluminium a été chassé des tétraèdres implique que ce mica est bien un indicateur de HP.

Cette constatation peut être généralisée : **les HP chassent l'aluminium des tétraèdres.** Et l'inverse est également vrai : **l'aluminium peut réintégrer les tétraèdres quand la pression diminue, donc au cours des réactions de rétroamorphose.**

Formation de la phengite

La phengite pourrait être le produit de la réaction :



* Le chloritoïde

Il se présente ici sous la forme de cristaux tabulaires de taille centimétrique et disposés dans le plan de la schistosité du micaschiste.

Noirs sur le fond brunâtre de la masse micaschisteuse, ils sont assez difficiles à mettre en évidence, malgré leur brillance.



Cristaux de chloritoïde dans le micaschiste

Remarque : Ils ont un aspect complètement différent des chloritoïdes de Sauveterre qui sont beaucoup plus gros, globuleux, en relief et également plus clairs parce que plus magnésiens.



Chloritoïde de Sauveterre (Olonne-sur-Mer - Vendée)

Contrairement à ce que pourrait faire penser son nom, le chloritoïde est une espèce minérale très différente de la chlorite malgré sa couleur sombre qui peut parfois tirer sur le vert ou ses possibilités de clivage.

C'est un nésosilicate comme le grenat alors que la chlorite est un phyllosilicate comme la muscovite, la séricite ou la phengite dont on vient de parler.

La formule chimique du chloritoïde :



indique que l'on va rencontrer ce minéral dans des roches riches en fer, en magnésium et en manganèse.

* Le grenat

Le grenat est omniprésent dans les micaschistes. Quand on a la chance de le voir de dessus et dans le plan

de la schistosité, par exemple sur l'estran et non en falaise, il présente souvent deux queues vertes de chlorite.

La présence de phengite dans le micaschiste indique que la roche s'est formée dans des conditions de HP et BT, dans le faciès Schistes bleus.

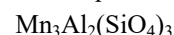
Mais la chlorite n'est pas un minéral du faciès Schistes bleus. C'est un minéral indice du faciès Schistes verts tout comme également l'épidote, la zoïsite ou l'actinote.

Ces queues ou « ombres de pression » de chlorite témoignent de la remontée de la roche vers la surface. Et du fait de la diminution de pression, le grenat a été partiellement déstabilisé et transformé en chlorite.

Le fait également que les ombres de pression soient parfaitement symétriques implique qu'au cours de leur exhumation, les micaschistes et les grenats qu'ils renferment n'ont subi aucun cisaillement simple, que la déformation a été ici coaxiale.

Remarque : La foliation des micaschistes à phengite a été très vraisemblablement acquise bien avant, au cours de l'enfouissement dans la zone de subduction.

Le grenat du micaschiste est du grenat spessartine, riche en manganèse comme l'indique sa formule chimique :



Cela vient confirmer ce qui a été dit juste au-dessus au sujet de la composition du chloritoïde à savoir la richesse en manganèse des micaschistes à phengite.



Grenat spessartine dans le micaschiste à phengite

Que signifie la présence du grenat ?

Le grenat est un minéral pratiquement ubiquiste. Si la composition chimique de la roche mère le permet bien évidemment, le grenat peut se former dans un vaste domaine de P et de T, depuis la pression atmosphérique jusqu'à des pressions de plus de 20 Kbar et à partir de 300°C jusqu'à l'anatexie (1000°C).

À première vue, la présence du grenat seul n'est donc pas informative.

En revanche, son association avec d'autres minéraux est plus significative. Ici, le fait qu'il soit associé à la phengite permet de dire qu'il s'est formé à HP et BT.

Mais le grenat présente la particularité d'être zoné, c'est-à-dire que sa composition chimique entre le cœur et la surface du cristal varie. Elle a varié en fait au fur et à mesure de la croissance du cristal avec l'évolution des conditions de P et de T, de la P surtout.

Ainsi, les grenats de Groix évoluent-ils du cœur vers la surface d'une composition riche en Mn (pôle spessartine) vers une composition riche en Mg (pôle pyrope).

Formule chimique de la spessartine : $\text{Mn}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$

Formule chimique de l'almandin : $\text{Fe}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$

Formule chimique du pyrope : $\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$

Cet enrichissement en Mg corrélé à un appauvrissement en Mn depuis le cœur vers la bordure du cristal sont la preuve que la pression et la température ont augmenté au cours de sa croissance, augmentations à mettre en relation avec l'enfouissement de la roche dans la zone de subduction.

« Le grenat est donc bien souvent le meilleur sinon l'unique témoin de cette étape de l'histoire de Groix. »

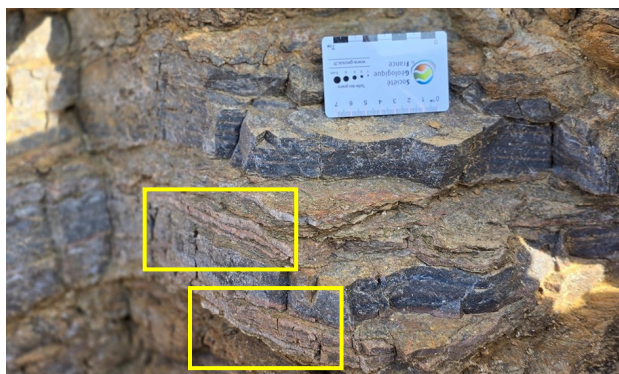
Michel Ballèvre

5- Enseignements apportés par les glaucophanites et leurs minéraux

Les glaucophanites, très sombres, renferment également des cristaux de grenat spessartine bien visibles à l'œil nu.

Dans les lames de micaschistes insérées entre les épaisseurs de glaucophanite, ou au contact même des glaucophanites, on peut également observer des niveaux rosés d'épaisseur centimétrique.

Ils sont essentiellement constitués de quartz : ce sont donc des quartzites et leur couleur rose est due au fait qu'ils sont véritablement truffés de grenats microscopiques de spessartine.



Niveaux rosés de quartzite manganésifère
entre les lits de micaschiste et de glaucophanite

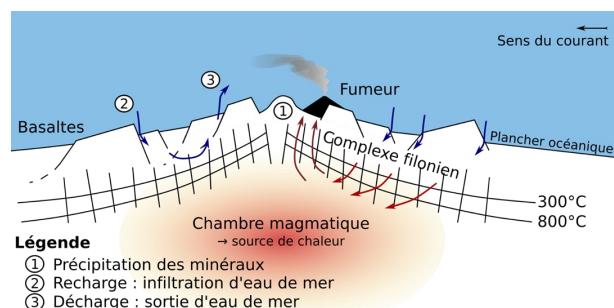
Finalement, toutes les roches rencontrées ici : micaschistes, glaucophanites et quartzites roses se révèlent riches en manganèse.

Pourquoi cette richesse en manganèse ?

On a montré l'existence depuis les années 1970 de sources hydrothermales au voisinage des dorsales océaniques. Ces sources hydrothermales sont en effet une conséquence indirecte des phénomènes d'accrétion océanique qui se déroulent au niveau du rift de ces dorsales médio-océaniques. Là, le magma basaltique issu de la fusion partielle du manteau asthénosphérique remonte et s'accumule dans des chambres magmatiques à quelques kilomètres de profondeur sous le plancher océanique où il va refroidir progressivement.

Parallèlement, le plancher se faille car la croûte océanique est étirée : une dorsale est une zone en extension.

L'eau de mer, froide, aux environs de 2 °C, peut alors s'infiltrer par ces failles normales. Au contact du magma chaud, à près de 1200°C, elle se réchauffe et en même temps s'acidifie en dissolvant les gaz magmatiques comme H_2S , CH_4 , CO_2 par exemple. Puis, sous l'effet de la pression, elle remonte vers la surface. Mais devenue chaude (350 à 400 °C) et acide (pH de 3), elle a acquis un pouvoir de dissolution important. Elle va alors véritablement lessiver (« leaching » des auteurs anglo-saxons) les roches du plancher océanique qu'elle va traverser et s'enrichir en éléments métalliques dont surtout le fer, le manganèse et le zinc (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , ...).



À l'évent des failles, au contact de l'eau froide, ces ions minéraux précipitent. Une cheminée hydrothermale ou « fumeur » se forme alors, qui va s'élever progressivement par dépôt de lamines concentriques. Une grande partie de ces ions minéraux est également emportée plus loin.

Avec le temps, les fumeurs s'éloignent de la dorsale et deviennent inactifs. Ils sont alors démantelés et le manganèse remobilisé par diagenèse ou intervention de micro-organismes (biosynthèse). Se forment les fameux nodules polymétalliques qui peuvent contenir jusqu'à 30% de manganèse et un peu de fer (5%).

Précisions supplémentaires sur la reconstitution du milieu

Par application du fameux Principe de l'Actualisme, on peut supposer que dans le bassin océanique, l'Océan Centralien, des champs de nodules polymétalliques existaient au voisinage de la dorsale.

Puis du fait de l'expansion océanique, ils ont été transportés jusqu'au pied de la marge Nord, armoricaine de cet Océan Centralien.

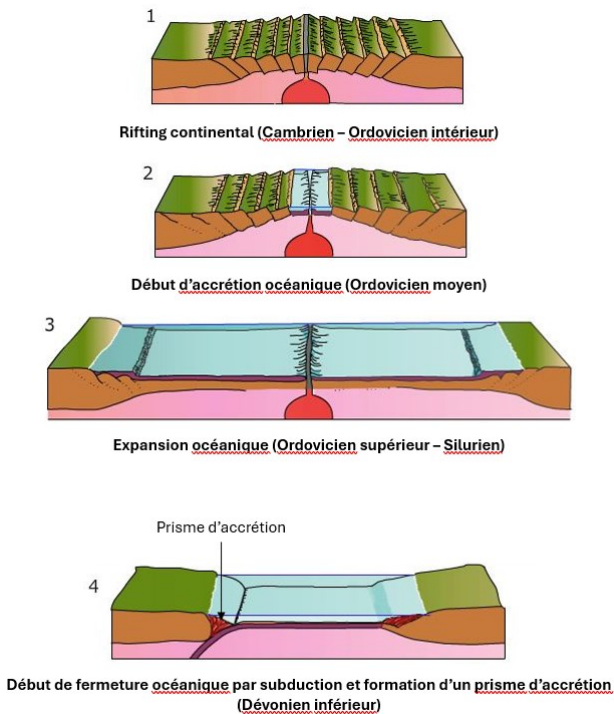
Là, ils ont pu se mélanger aux argilites d'origine continentale qui se sont accumulées au pied du talus, sédiments à l'origine des micaschistes de Groix.

Ce mélange s'est réalisé au niveau d'une puissante formation sédimentaire : le prisme d'accrétion. Le prisme d'accrétion est un marqueur de zone de subduction parce qu'il remplit la fosse océanique et parce qu'il est constitué d'un empilement d'écaïlles qui se chevauchent, les plus vieilles au-dessus de la pile, les plus jeunes en dessous, qui indiquent finalement que les sédiments ont du mal à entrer dans la subduction.

En fait, à Groix, ça n'a pas été le cas ! L'essentiel des roches que l'on observe à l'arrêt 1 provient d'un prisme d'accrétion qui a été entraîné dans la subduction comme le démontre la présence de phengite dans les micaschistes.

L'Océan Centralien, après s'être élargi au cours de l'Ordovicien et du Silurien (il n'aurait en fait jamais été très large), se referme par subduction de sa croûte océanique vers le Nord, sous la plaque Armorica.

Cette fermeture aurait débuté au Dévonien inférieur, entre -420 et -400 Ma. Une grande partie des sédiments océaniques, arrivés à la fosse, rabotés par la marge armoricaine ont alors constitué un prisme d'accrétion qui lui aussi a été entraîné en profondeur par la croûte océanique subduite.



Arrêt 2 : Des roches exceptionnelles : les glaucophanites à lawsonite



L'essentiel de l'affleurement est constitué de micaschistes à phengite.

Mais par endroits, « interstratifiés » dans la foliation générale de la masse micaschisteuse, on peut observer des placages fins de quartzite rose et des niveaux bleutés de glaucophanite, également fins mais surtout remarquables par leur richesse en gros cristaux ou porphyroblastes de lawsonite.



Placage de quartzite rose



Détail



Porphyroblastes de lawsonite en relief dans un plan de glaucophanite bleutée



Détail de la photo précédente

Vus longitudinalement, les cristaux de lawsonite présentent une forme rectangulaire et vus transversalement, une forme losangique.

Ils sont légèrement tronçonnés transversalement, signe qu'ils ont été étirés dans le sens de leur longueur mais, compétents, ils ont réagi en se « cassant ».



Porphyroblaste de lawsonite observé longitudinalement



Porphyroblaste de lawsonite observé par sa section transversale

En 3D, les porphyroblastes de lawsonite ont donc la forme de prisme droit à base losangique, des sortes de frites !



Mais en réalité, si on observait ces cristaux de lawsonite au microscope polarisant, on découvrirait qu'ils ne sont pas constitués de lawsonite mais d'un assemblage de zoïsite, de chlorite et de paragonite. Il y a donc tromperie sur la matière !

- La zoïsite est une espèce minérale du groupe des sorosilicates de formule $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$. C'est un minéral voisin de l'épidote. Mais à la différence de l'épidote, la zoïsite ne renferme pas de Fe.

- La chlorite est un phyllosilicate de formule générale $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_6[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. On retrouve dans cette formule le groupement caractéristique des phyllosilicates $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}]$.

Et comme on l'a dit plus haut, la zoïsite et la chlorite sont deux minéraux caractéristiques du faciès Schistes verts, stables dans les conditions de P et de T de ce faciès.

Quant à la paragonite, c'est un minéral voisin de la muscovite. C'est un phyllosilicate qui est l'équivalent sodique de la muscovite qui, elle, est potassique.

Formule chimique de la paragonite :

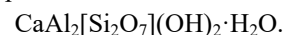


Formule chimique de la muscovite :



Alors, quid de la lawsonite ?

La lawsonite a pour formule :



C'est un sorosilicate comme le prouve la présence du groupement $[\text{Si}_2\text{O}_7]$.

Sa formule chimique montre plusieurs choses :

- 1- tous les centres des tétraèdres SiO_4^{4-} sont occupés par des ions Si^{4+} , l'aluminium est absent.
- 2- c'est un minéral riche en eau : présence du groupement hydroxyle $(\text{OH})^-$.
- 3- elle est globalement très voisine de celle de l'anorthite $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, le plagioclase calcique.

Mais cette ressemblance avec l'anorthite cache aussi d'importantes différences :

- 1- l'anorthite est un tectosilicate,
- 2- elle est anhydre,
- 3- et la moitié des centres des tétraèdres sont occupés par de l'aluminium comme le montre le groupement $[Al_2Si_2O_8]$.

Alors pourquoi nous « vend-t-on » ces cristaux en forme de frites pour des cristaux de lawsonite alors qu'ils sont constitués de zoïsite, chlorite et paragonite ?

C'est à F. Ellenberger (1960) que revient le mérite d'avoir découvert le premier des pseudomorphoses de lawsonite dans les calcschistes de la Vanoise méridionale.

Les cristaux de lawsonite y étaient pseudomorphosés en épidote, c'est-à-dire que la lawsonite initiale avait été transformée, après réaction chimique, en épidote sans que la forme du cristal n'ait changé.

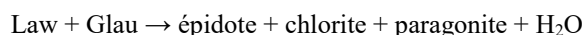
Définition de pseudomorphose : *La pseudomorphose est le remplacement d'un minéral par un ou plusieurs minéraux, avec conservation de la forme extérieure originelle du minéral remplacé.*

Puis plus tard, sur Groix, J. Cogné (1966) montra que les cristaux « dits de lawsonite » avaient bien la forme des vrais cristaux de lawsonite, à savoir celle de prismes à section losangique ce que confirma et précisa C. Félix (1972) en mesurant soigneusement par goniométrie les angles entre les faces des pseudomorphoses.

Aujourd'hui, on a donc la réponse définitive.

Les cristaux « dits de lawsonite » de l'arrêt 2 sont bien des pseudomorphoses de lawsonite :

- 1- parce que l'on a identifié clairement leur forme,
- 2- parce que l'on connaît parfaitement la réaction de destruction qui conduit de la lawsonite à l'assemblage épidote + chlorite + paragonite

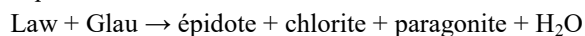


Cette réaction est d'autant plus facilitée que la lawsonite et la glaucophane sont pratiquement toujours associées, ces deux minéraux étant caractéristiques du faciès Schistes bleus.

On constate aussi que la réaction libère de l'eau, la lawsonite $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ tout comme la glaucophane $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ étant des minéraux hydratés. Cela explique pourquoi, dans les « fantômes » de lawsonite observés à l'arrêt 2, la lawsonite a complètement disparu. Sa destruction a été totale, les réactions de déshydratation étant toujours énergétiquement faciles.

Et que nous apprend cette pseudomorphose ?

L'équation de la réaction ci-dessus :



montre à l'évidence que l'on passe, terme de gauche, d'une association caractéristique du faciès Schistes bleus à, terme de droite, une association caractéristique du faciès Schistes verts.

C'est une réaction de rétro-morphose.

Elle illustre une fois de plus la remontée vers la surface de toutes les roches de cette partie de l'île, ici des glau-

cophanites à fantômes de lawsonite ! et qui, auparavant, s'étaient enfoncées jusqu'à 40-50 km de profondeur.

Quelques mots sur la glaucophane, la lawsonite et le volcanisme d'arc

La glaucophane et la lawsonite renferment une grande quantité d'eau mais la lawsonite beaucoup plus que la glaucophane (15% de son poids en eau !).

Dans les conditions du faciès Schistes bleus, la déshydratation de la glaucophane est faible. Elle ne devient importante que lors du passage dans le faciès Éclogite soit vers 50 km de profondeur.

C'est donc à cette profondeur qu'une grande partie de son eau est cédée au coin asthénosphérique situé au-dessus du slab pour induire la fusion partielle de la péridotite mantellique et alimenter ainsi un volcanisme d'arc.

Mais le problème est que l'arc volcanique s'établit, en moyenne, 100 km au-dessus du slab.

Il faut donc imaginer que le coin mantellique hydraté à 50 km de profondeur (passage du faciès Schistes bleus au faciès Éclogites) puisse être entraîné plus profondément, jusqu'à 100 km, profondeur à laquelle la péridotite mantellique va pouvoir fondre partiellement. Pour expliquer ce déplacement, les géologues supposent donc que le coin mantellique convecte.

La lawsonite, à l'inverse de la glaucophane, a un domaine de stabilité en pression beaucoup plus grand ; elle peut être stable jusqu'à 330 km de profondeur ! On pense donc aujourd'hui qu'elle pourrait « alimenter » le volcanisme d'arrière-arc.



Amer et dolmen de Vagouar-Huen

Arrêt 3 :

On observe ici en affleurement et sur des blocs épars toute une variété de roches comme des glaucophanites à grenat et épidote ou des éclogites à grenat et omphacite, parfois rassemblées dans un même bloc comme sur la photo de la page suivante.

En fait, en théorie, on pourrait même avoir toutes les roches intermédiaires entre des glaucophanites vraies et des éclogites sans glaucophane, en passant par des éclogites à glaucophane.



Éclogite à grenat
et omphacite

Glaucophanite à
grenat et épidote

Glaucophanite massive à grenat et épidote
et éclogite à grenat et omphacite



Même bloc mais observé dans un plan perpendiculaire
au précédent



Glaucophanite rubanée à grenat et épidote

*Le rubanement est bien marqué par les niveaux jaunes à
épidote et les niveaux foncés à glaucophane.*



Éclogite à grenat et omphacite (verte)

Les grenats sont très altérés.



Détail

*Les cristaux de grenat spessartine sont bien visibles.
Le fait que les lits d'épidote soient microplissés implique
que la déformation a eu lieu postérieurement
à la rétrogenèse de la lawsonite en épidote.*



Glaucophanite à grenat et épidote ?
Éclogite à grenat et omphacite ?



**Glaucophanite à grenat et épidote ?
Éclogite à grenat et omphacite ?**

Ici, les deux roches nouvelles que l'on rencontre sont la glaucophanite à grenat et épidote et l'éclogite à grenat et omphacite.

L'épidote a déjà été évoquée à propos de la lawsonite à l'arrêt 2.

C'est un sorosilicate voisin de la zoisite dont elle ne diffère que par la possession de Fe.

Sa formule est : $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$.

Comme la zoisite ou la chlorite ou l'actinote, elle est caractéristique du faciès Schistes verts.

Le grenat a été évoqué à l'arrêt 1.

Et l'omphacite ?

On la connaît bien ! On la trouve dans l'éclogite de La Piltière ou de La Compointrie à Saint-Philbert-de-Bouaine (85).

L'omphacite est une solution solide, c'est-à-dire un mélange homogène à l'état solide de deux minéraux :

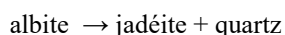
- un pyroxène de composition intermédiaire entre deux pôles limites qui sont le diopside et la jadéite :

a) le diopside, clinopyroxène calco-magnésien de formule $(\text{Ca Mg}) \text{Si}_2\text{O}_6$

b) et la jadéite, orthopyroxène sodique de formule $(\text{Na Al}) \text{Si}_2\text{O}_6$

- et un grenat, le grenat pyrope $(\text{Mg}_3\text{Al}_2) (\text{SiO}_4)_3$

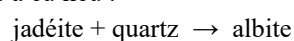
La formation de la jadéite est une réaction bien connue des pétrologues.



réaction qui peut en fait se faire dans les deux sens.

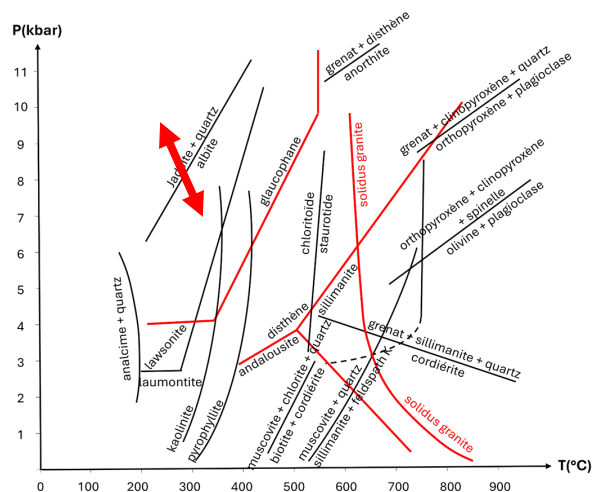
Si on a ici présence de jadéite, si on a des éclogites à omphacite, cela implique que les protolithes basiques qui appartenaient à la croûte océanique ont subi un métamorphisme prograde pour atteindre le faciès Éclogites.

Mais l'examen de lames minces montre aussi que cette omphacite est en voie de déstabilisation et donc que la réaction inverse a eu lieu :



En présence de silice SiO_2 , la jadéite de l'omphacite a été transformée en une symplectite microcristalline constituée d'albite et de diopside car ce dernier n'a pas réagi avec la silice.

Cette réaction signe donc une rétromorphose comme le montre le diagramme P-T ci-dessous.



**Diagramme P-T
avec droites d'équilibre de réactions minéralogiques**

Les roches rencontrées à cet arrêt et qui sont de chimisme basique (leurs protolithes sont des roches de la croûte océanique), peuvent présenter différentes associations minéralogiques :

- grenat + glaucophane,
- grenat + jadéite,
- glaucophane + épidote.

Si on examine le diagramme P-T qui suit (figure 3) représentant les principaux faciès métamorphiques, on observe que toutes ces associations minérales sont caractéristiques des faciès Schistes bleus et faciès Éclogites situés dans le domaine des HP-BT.

On a donc encore une fois la preuve que la croûte de l'Océan Centralien a subducté et que dans les nouvelles conditions de P et de T régnant entre 35 et 70 km de profondeur (voire plus), elles se sont métamorphosées.

Ici, à l'arrêt 3, on peut cependant remarquer que la lawsonite, en fait le fantôme de lawsonite qu'on a vu à l'arrêt précédent, est absent des différentes associations minérales observées. On ne la voit plus à l'oeil nu. Elle a été transformée totalement en épidote et chlorite.

Les glaucophanites à lawsonite de l'arrêt précédent sont donc passées du faciès Schistes bleus à glaucophane et lawsonite dans le faciès Schistes verts puisqu'il y a présence de chlorite et d'actinote (flèche bleue du diagramme P-T de la figure 3).

Ces rétromorphoses : déstabilisation de la lawsonite en épidote et déstabilisation de la jadéite en albite, indiquent donc que les roches de la croûte océanique, après avoir plongé à près de 50 km de profondeur, sont remontrées vers la surface.

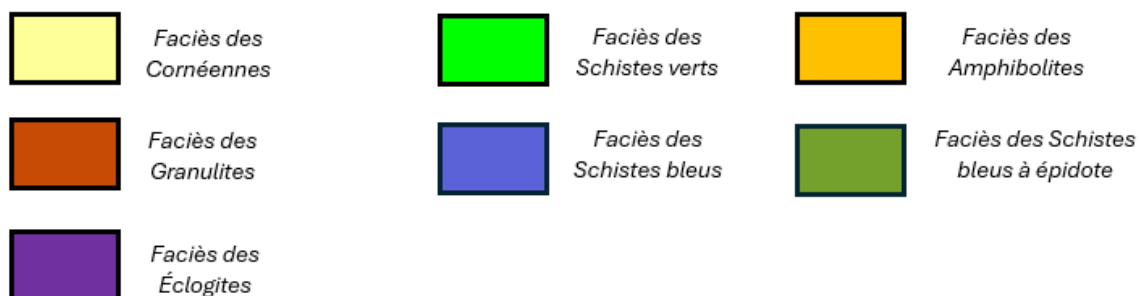
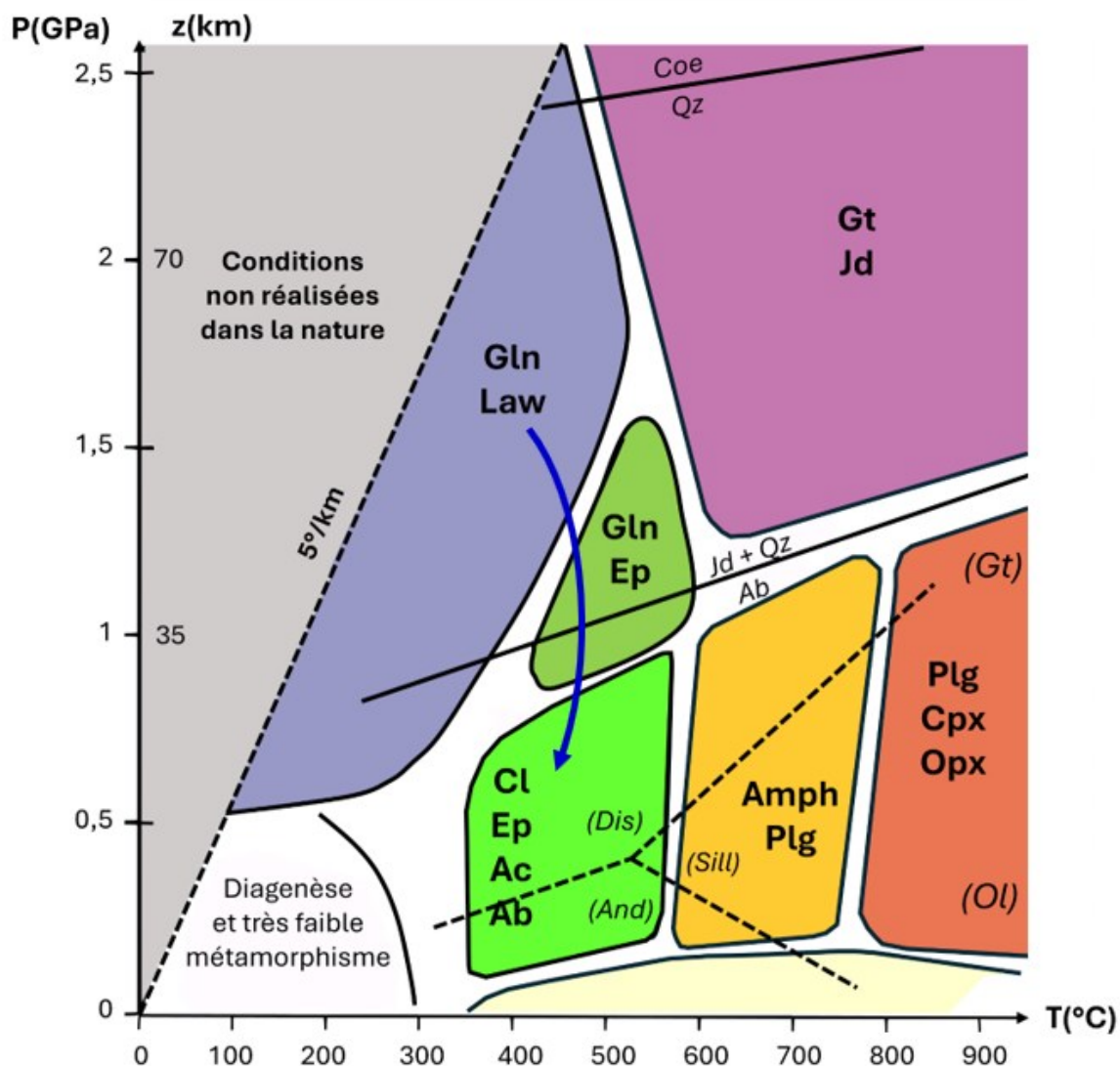


Figure 3 : Les faciès métamorphiques



Arrêt 4 : Port Morvil

On observe d'abord des alternances très fines de micaschistes à grenat et phengite et de quartzite blanc pauvre en spessartine dont les surfaces nacrées brillent au soleil.



Alternance de niveaux de micaschiste à grenat et phengite et de niveaux fins de quartzite blanc pauvre en spessartine
(Vue de dessus)

En coupe transversale, les niveaux de micaschiste à grenat et phengite et de quartzite blanc se montrent étroitement imbriqués.

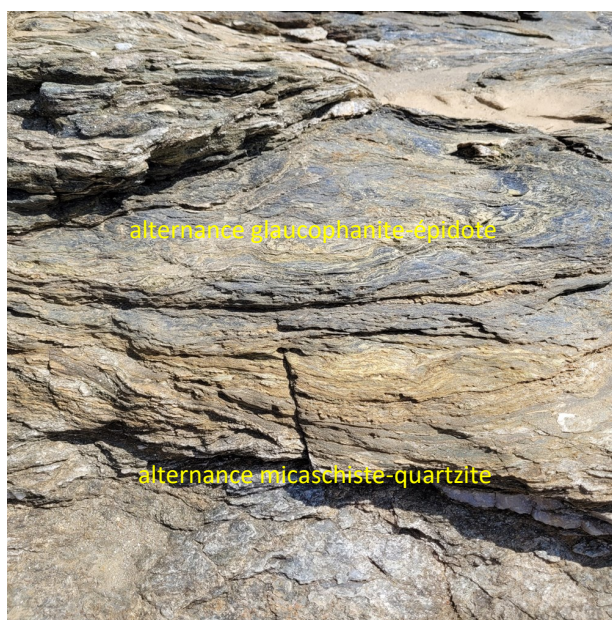
Ils se présentent sous la forme de flammèches très étirées, très effilochées et les niveaux clairs de quartzite exposent de nombreuses charnières de plis.



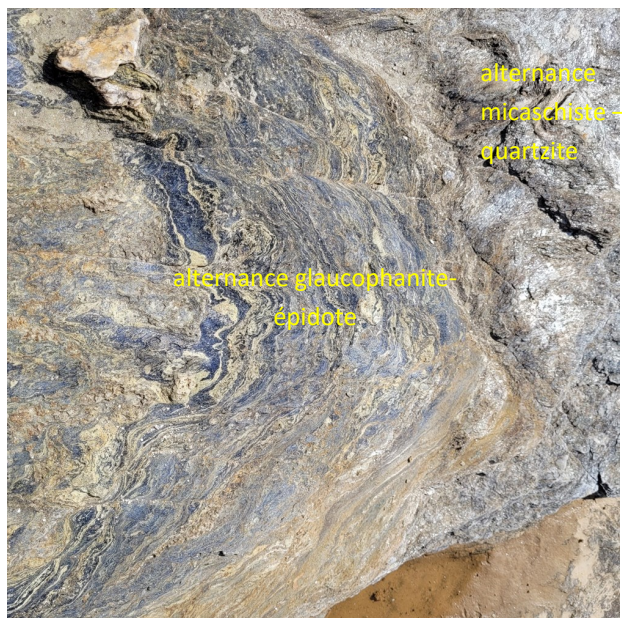
Idem mais observé en coupe transversale

Au-dessus de cet ensemble, c'est encore une succession de niveaux constitués de ces mêmes micaschistes et de niveaux de glaucophanite que l'on observe.

Puis très vite, le micaschiste devient moins présent. Et c'est alors surtout une succession de lits de glaucophanite sombre et d'épidote vert-jaune qui devient dominante.



Transition entre les niveaux à micaschiste - quartzite (en bas) et les niveaux à glaucophanite - épidote (en haut)



Idem vu de dessus

Dans ces derniers, en bordure de petites corniches vues de dessus, quelques niveaux de micaschiste présents montrent des petits grenats bien alignés et des niveaux de glaucophanite, situés au-dessus, d'un bleu lavande voire noirs, de beaux cristaux de glaucophane en forme d'aiguille et alignés parallèlement aux grenats.

Remarque : La couleur de la glaucophane peut varier du bleu quand elle est riche en magnésium, au noir quand elle est riche en fer.



Niveau de micaschiste à grenat recouvert par un niveau de glaucophanite à belles aiguilles de glaucophane

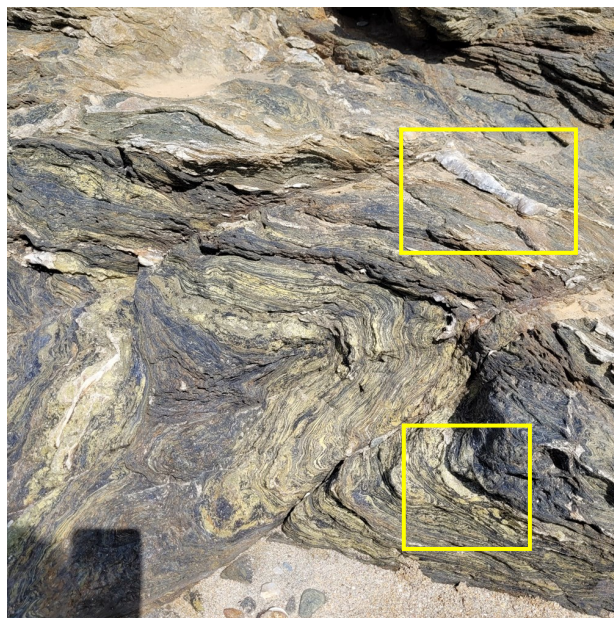
Le fait que l'on observe sur le micaschiste des cristaux de glaucophane bien formés et bien isolés est un argument qui permet de dire que les niveaux de glaucophanite sont extrêmement fins.

Le trait jaune indique l'alignement des grenats.

Quelques micro-falaises permettent d'observer les mêmes affleurements en coupe transversale.

Tout l'ensemble est plissé mais moins intensément que les niveaux à micaschistes à grenat et phengite et les niveaux de quartzite blanc.

Des filonnets de quartzite concordants avec la foliation générale de la roche peuvent s'intercaler. Au contact de l'épidote, ils peuvent être riches en grains microscopiques de grenat spessartine.



Glaucophanite à épidote

Dans les cadres jaunes, filonnets de quartzite.



Contact filonnet de quartzite - épidote

Au contact de l'épidote, le quartzite semble plus rosé donc plus riche en petits grenats spessartine.

Comment interpréter tout cet ensemble ?

On retrouve en fait, comme à l'arrêt 1, un mélange de micaschistes à grenat et phengite (avec quelques intercalations de quartzite blanc) et de glaucophanite.

La glaucophanite devait donc se présenter comme à l'arrêt 1 sous la forme de lentilles étirées, boudinées, incluses dans l'engainant micaschisteux.

Mais ici, tout est plus intensément déformé, plissé. De nombreuses charnières sont visibles.

Peut-être est-on ici à l'arrêt 4 sur le flanc d'un méga-pli étiré à l'extrême !



Enclave basique dans des micaschistes à grenat

La lentille de métabasite et l'engainant de micaschistes ont subi les mêmes déformations. Ils ont été fortement aplatis, comprimés.

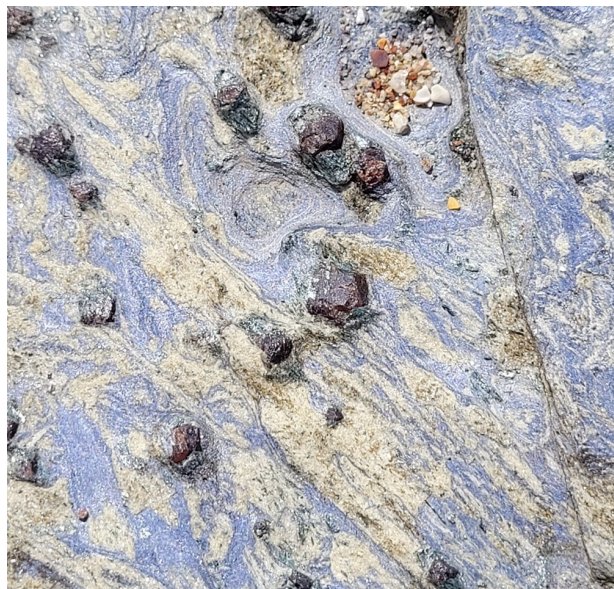
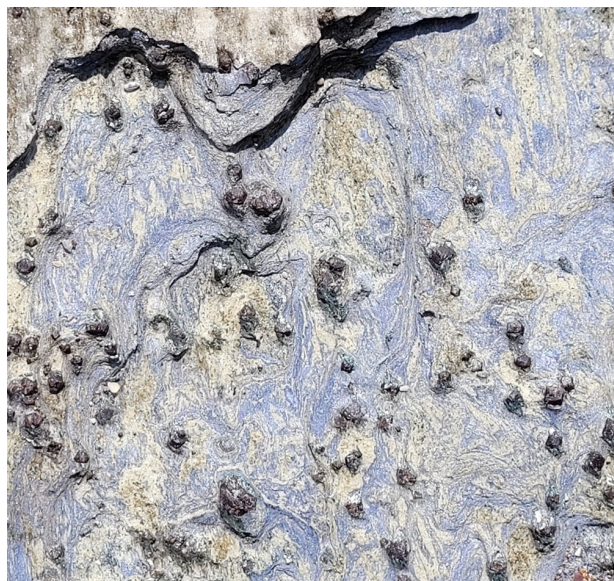
Sur cette partie Ouest de la crique, on retrouve beaucoup de roches déjà rencontrées. Mais les glaucophanites à grenat sont exceptionnelles.

En effet, sur l'estran en partie sableux, est exposée une alternance régulière de niveaux relativement épais, décimétriques, d'une belle glaucophanite bleu lavande à grenat et de niveaux très fins de quartzite rose.



Affleurement de glaucophanite (« schiste bleu ») à grenat

On remarque bien l'alternance régulière des niveaux de glaucophanite et de quartzite rose.



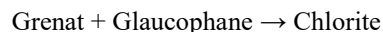
Détail

Par érosion différentielle, les niveaux de quartzite rose forment des surplombs au-dessus des rentrants de glaucophanites.

Quelques grenats montrent une belle forme dodécaédrique avec faces et arêtes bien visibles.

D'autres présentent très nettement dans leur prolongement deux queues vertes de chlorite.

La présence de chlorite est le signe que la roche a subi une rétro-morphose. Le grenat, destabilisé, a réagi avec la glaucophane selon la réaction :

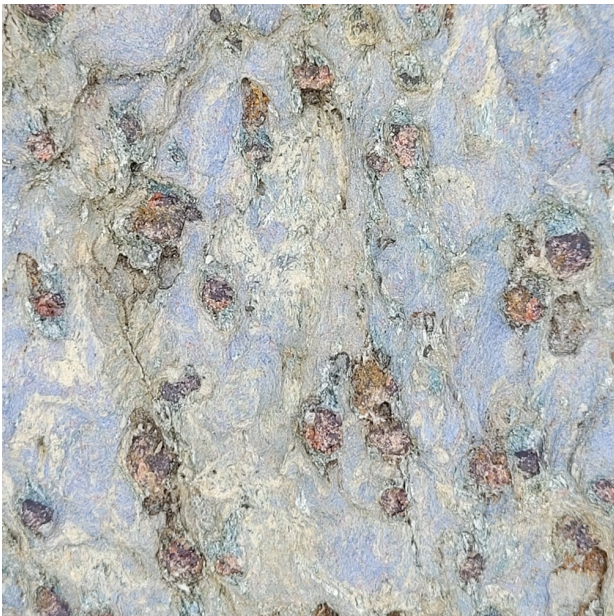
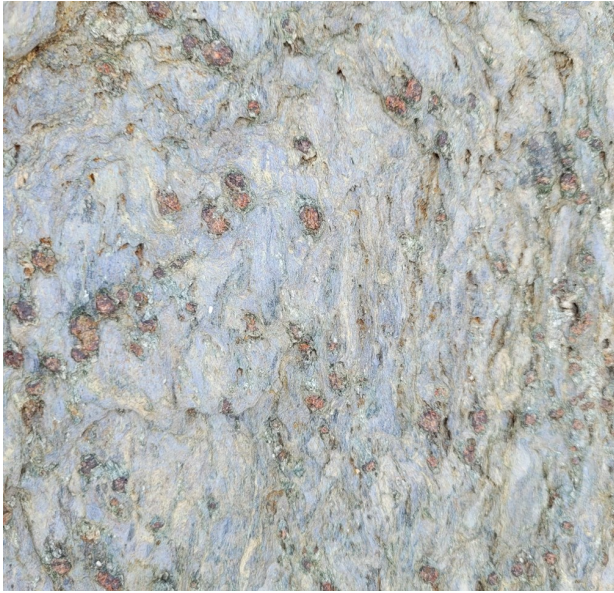


La glaucophanite est passée dans le faciès Schistes verts.

D'autre part, toutes les queues de chlorite sont alignées selon une même direction qui est aussi celle des cristaux de grenat ou des aiguilles de glaucophane observés au même arrêt (voir page précédente).

Cela signifie que les glaucophanites à épidote et celles à grenat ont subi une même contrainte au cours de la remontée vers la surface, contrainte postérieure à la formation de l'épidote puisque les lits d'épidote sont eux-mêmes plissés.

Pour savoir si cette contrainte était un cisaillement pur ou simple, il faudrait préciser la disposition des queues (difficile ici) ou observer au microscope polarisant les grenats pour mettre en évidence une éventuelle disposition en hélice de leurs inclusions dans le cas d'un cisaillement simple.



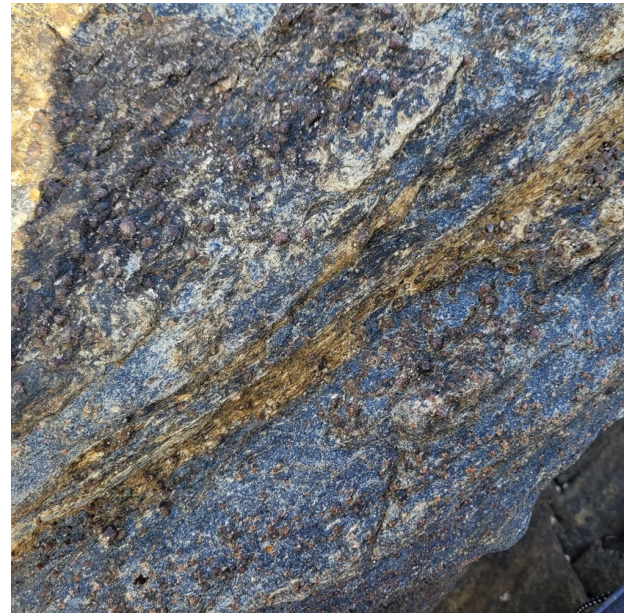
**Glaucophanite avec grenats
présentant des queues de chlorite**

Dans la partie Est de la crique, ce sont des faciès beaucoup plus sombres que l'on observe.

Les glaucophanites à petits grenats et épidote sont bleu nuit ce qui indique la présence de fer ferreux Fe^{2+} .

Cette relative richesse en Fe^{2+} explique aussi la présence de rutile TiO_2 , oxyde de titane qui peut contenir jusqu'à 10% de fer.

Peut-être également que le grenat serait de l'almandin de formule $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$.



Glaucophanite sombre à grenat et épidote



Cristal de rutile dans une glaucophanite



Rutile - Macle en genou ?

Sur la photo suivante, on peut voir très proches les uns des autres du chloritoïde noir (Cld), de la paragonite blanche (Par) et de la chlorite verte (Cl), le tout emballé dans la glaucophane de la glaucophanite sombre.

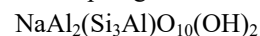


On a déjà évoqué la paragonite et la chlorite à l'arrêt 2 et le chloritoïde à l'arrêt 1.

Rappels

- La paragonite est un phyllosilicate, un mica qui est l'équivalent sodique de la muscovite.

Formule chimique de la paragonite :



- Le chloritoïde un nésosilicate. Sa couleur très noire indique sa richesse en Fe^{2+} .

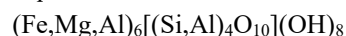
Formule chimique du chloritoïde :



mais étant donné sa couleur noire, on pourrait aussi l'écrire $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

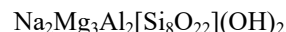
- La chlorite est un phyllosilicate comme la paragonite.

Formule chimique de la chlorite :



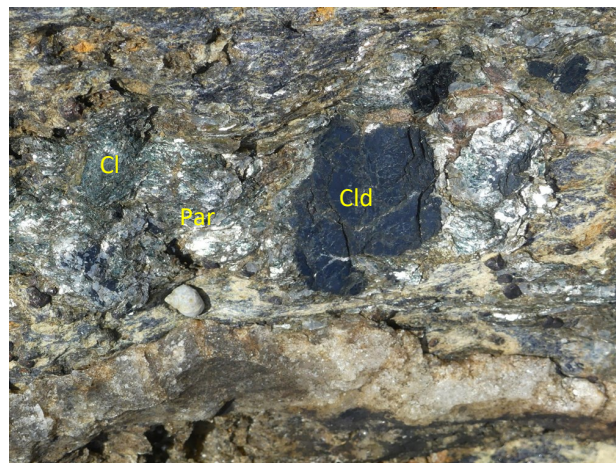
- Et la glaucophane est une amphibole.

Formule chimique de la glaucophane :



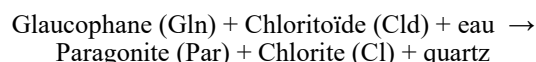
Dans le détail, la plage de chloritoïde noir semble entourée par une première auréole blanche de paragonite puis par une seconde auréole, plus externe, verte, de chlorite.

En fait, il ne s'agit pas vraiment de deux belles auréoles coronitiques mais plutôt d'un enchevêtrement de grosses lamelles de paragonite et de chlorite.



Détail

Mais cette association Glaucophane - Chloritoïde - Paragonite - Chlorite traduit le fait que la glaucophane de la glaucophanite a réagi avec le chloritoïde pour donner naissance à la chlorite et à la paragonite selon la réaction :



C'est une réaction d'hydratation.

Or la chlorite est un minéral caractéristique du faciès Schistes verts.

Le passage de l'association Gln + Cld (membre de gauche de l'équation ci-dessus) à l'association Par + Chl (membre de droite) illustre le passage du faciès Schistes bleus au faciès Schistes verts et donc une rétro-morphose, grâce à l'eau, signant la remontée de la croûte océanique vers la surface.

L'étendue de cette rétro-morphose est bien évidemment fonction de la disponibilité locale de l'eau au cours de la décompression.

La paragonite est proche du chloritoïde et la chlorite proche de la glaucophane.

Pour quelle raison une telle disposition ?

Le fer ou le magnésium que contient la chlorite ne peut pas provenir de la glaucophane qui n'en contient pas. Il ne peut donc provenir que du chloritoïde. Les ions Fe^{2+} et Mg^{2+} ont par conséquent migré sur une distance relativement importante.

Dans le même temps, l'aluminium de la glaucophane ou du chloritoïde est entré dans les tétraèdres de la paragonite. Il a migré sur une distance plus courte.

Il est bien connu que les ions Fe^{2+} ou Mg^{2+} sont plus mobiles que les ions Al^{3+} .

Autres observations

1- Au voisinage de l'affleurement précédent, on observe comme des plages ovoïdes très riches en gros cristaux de grenat, altérés en surface, se détachant sur un fond clair tirant sur le jaune-vert.



Deux formations ovoïdes

- vue d'ensemble : photos 1 et 2

- vue de détail : photos 3 et 4

Dans ce fond clair, probablement composé de phengite, de quartz et peut-être d'épidote, on peut voir des cristaux noirs de glaucophane (en prismes) et peut-être aussi de chloritoïde (en lames).

La roche en question serait un micaschiste à grenat riche en glaucophane. On trouve en effet dans cette partie de la côte des roches intermédiaires entre les micaschistes et les glaucophanites et qui semblent être un mélange intime de ces deux roches suite à leur déformation.

Les photos montrent des sections presque parallèles à la schistosité/foliation, ce qui est normal, car la roche se débite naturellement presque parallèlement à ce plan. Dans le plan de foliation, certains cristaux, surtout les prismes de glaucophane, sont orientés, dessinant une linéation minérale d'étirement assez nette.

Chaque plage, d'une taille de l'ordre de 30 à 40 cm, apparaît de plus bien délimitée extérieurement par une sorte de trame, de lacis sombre constituée de cristaux noirs allongés qui pourraient être de la glaucophane (?).

L'intensité de la déformation est telle ici qu'il est illusoire de vouloir retrouver des structures antérieures préservées, comme des « pillows ».

En revanche, des structures liées à la déformation, comme des plis en fourreau, ne sont pas exclues, mais on n'en voit pas sur les photos.

2- Charnières de plis

Deux belles charnières de plis sont visibles dans un encaissant constitué de niveaux fins de quartzite rose et de micaschiste comme à l'arrêt 2.

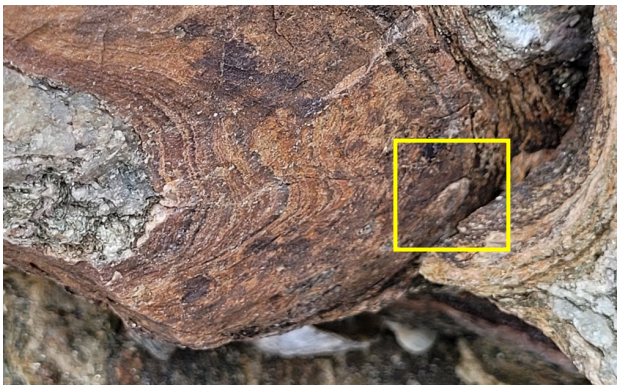


**Encaissant micaschisteux
avec lits de quartzite manganésifère rose à grenat spessartine**



Deux charnières de plis

La charnière de gauche présente un gros cristal de lawsonite déformé avec une queue, comme une virgule.

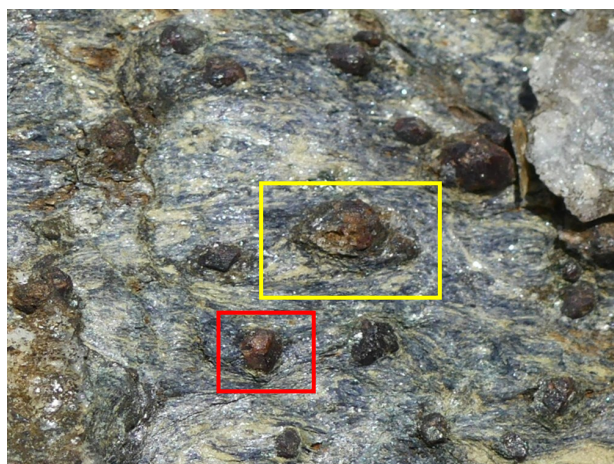


Cristal de lawsonite déformé dans la charnière

Sa déformation a eu lieu lors de sa pseudomorphose par de la clinozoïsité, paragonite et chlorite (voir arrêt 2).

3- Queues de recrystallisation

Par places, des affleurements de glaucophanite présentent des gros grenats avec queues de recrystallisation.



Certains grenats présentent des queues de recrystallisation (ou ombres de pression) asymétriques. Ils sont de grande taille et semblent assez altérés (cadre jaune de la photo ci-dessus).

D'autres, en revanche, plus petits, sont très frais avec de belles faces et arêtes et sont dépourvus de queues (cadre rouge).

Existerait-il deux générations de grenats ou bien simplement des zones de cisaillement plus ou moins localisées ?

Arrêt 5 : Pointe des Chats

Tout en haut de l'estran rocheux, on observe des micaschistes finement lités, lits très faiblement pentés. La schistosité, la foliation est pratiquement horizontale.

Ces micaschistes ont par conséquent été intensément déformés, subi une contrainte verticale qui les a plissés en plis isoclinaux à plans axiaux pratiquement horizontaux.

Ces micaschistes sont constitués d'actinote, de chlorite et d'albite. On est franchement dans le faciès Schistes verts.

Ils ne ressemblent pas du tout à ceux de l'arrêt 1 !



Les micaschistes de la Pointe des Chats

Remarquer le beau pli d'axe orienté en gros Est-Ouest.



Micaschistes à actinote, chlorite et albite

Par place, on peut voir à la surface des plans de micaschistes des sortes de chicots, en forme de petites lentilles, de glaucophanite à épidote.

On est dans le faciès Schistes verts mais il subsiste encore quelques reliques du faciès Schistes bleus.

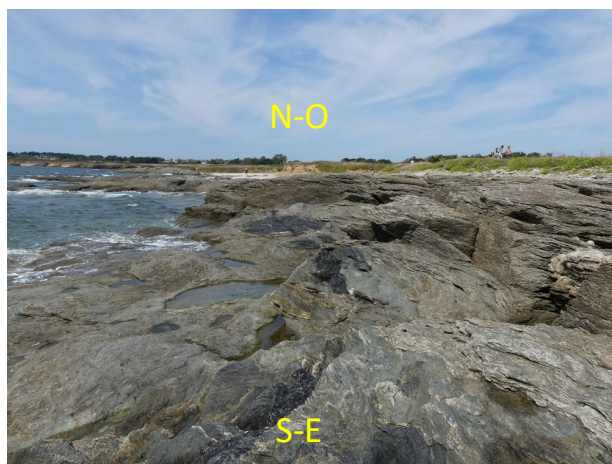
Au cours de la déformation de l'ensemble, les micaschistes, ductiles, plastiques, ont été plissés, étirés dans la direction NO - SE.

La glaucophanite à épidote, elle, plus compétente que l'engainant micaschisteux, a réagi en se boudinant.



« Chicot » de glaucophanite à épidote du faciès Schistes bleus incluse dans les micaschistes à actinote, chlorite et albite du faciès Schistes verts

Cela devient évident quand on se rapproche de la mer. Au niveau d'une petite corniche, on peut en effet observer, au sein d'un encaissant micaschisteux verdâtre, 5 à 6 boudins d'une glaucophanite beaucoup plus sombre.



Boudins de glaucophanite alignés selon la direction NO-SE

Ces boudins sont de plus alignés dans un même plan à peu près horizontal et parallèle aux plans de schistosité des micaschistes encaissants.

Ils formaient avant la déformation, un banc continu qui ensuite s'est boudiné selon une direction Est-Ouest.

On peut supposer un écrasement important de l'ensemble de la formation, perpendiculairement au plan de schistosité des micaschistes et qui a induit en même temps un étirement selon une direction à peu près NO-SE.



Boudins de glaucophanite

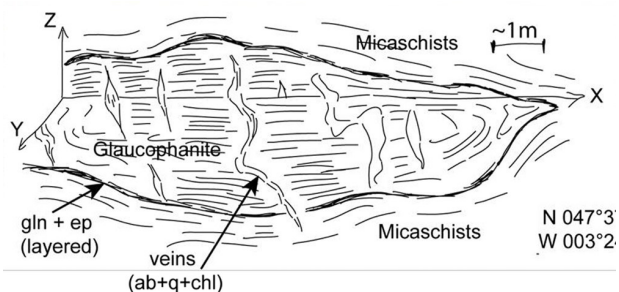
L'étirement selon la direction NO-SE se manifeste également au niveau des boudins qui sont coupés par des fissures, des veines verticales remplies de quartz, d'albite et de chlorite ou bordés par des liserés de cette même association.

Ces veines de quartz doivent être interprétées comme étant des fentes de tension, témoins d'une déformation extensive.

Et si elles sont remplies de quartz, d'albite et de chlorite, c'est qu'elles se sont formées dans les conditions de pression et de température du faciès Schistes verts.



Veine de quartz, albite et chlorite dans un boudin de glaucophanite



Lentille de glaucophanite sombre dans le faciès Schistes verts traversée par des veines contenant de l'albite, de la chlorite et du quartz

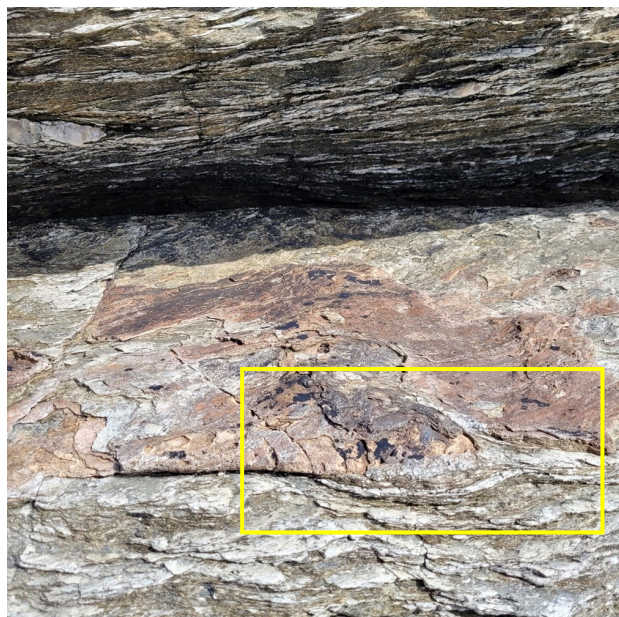
Schéma Gaston Godard

Autre observation

Dans les micaschistes du faciès Schistes verts, on a pu voir une belle charnière de pli isoclinal affectant un niveau centimétrique de quartzite rose à spessartine.

L'axe de cette charnière était oblique par rapport à la linéation minérale d'étirement, ce qui pourrait correspondre au flanc d'un pli en fourreau plus large.

C'est par ailleurs à Groix que ces plis en fourreau ont été définis pour la première fois.



Pli isoclinal dans un niveau de quartzite à spessartine

Esquisse de pli en fourreau ?

Synthèse de David autour d'un pot



Repos bien mérité ?

Absolument pas !! On continue à travailler...



David nous fait cours !

Journée du dimanche 7 septembre**Trajet Locmaria - Plage des Sables rouges - Plage des Grands-Sables****Arrêt 1 : Ouest du Port de Locmaria****Port de Locmaria**

À l'Ouest de l'anse de Locmaria, au niveau du parking, on peut accéder à l'estran par un escalier.



Se dresse une petite falaise.

Du bas vers le haut, on observe :

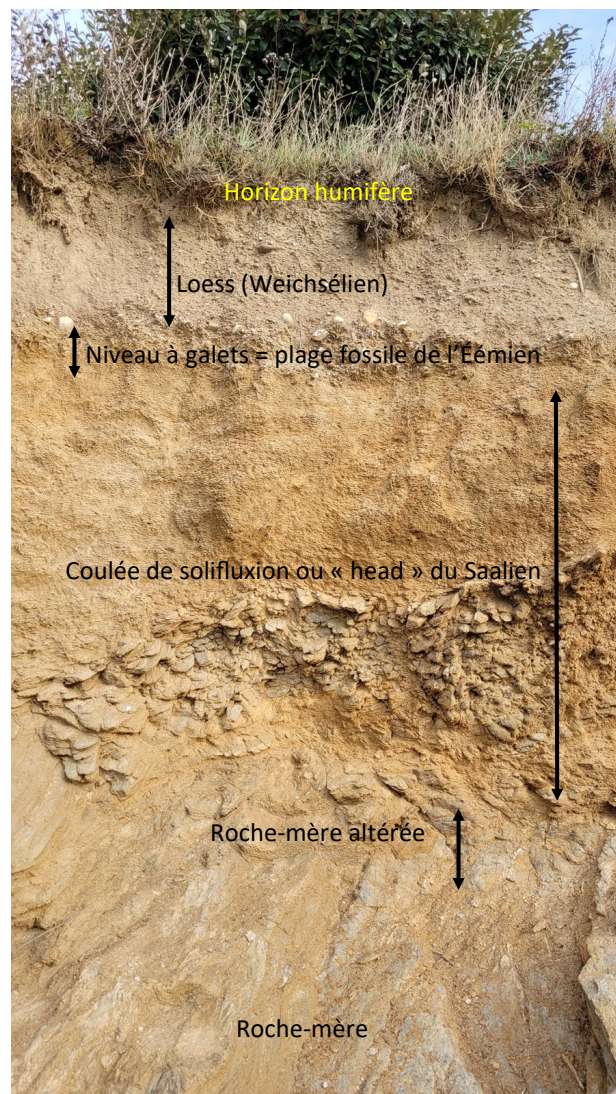
- la roche-mère constituée par des micaschistes et des glaucophanites, roches identiques à celles que l'on a observées la veille à l'arrêt 1,
- juste au-dessus, la roche-mère altérée,

- puis un ensemble dessinant comme une cuvette remplie de sédiments fins, de couleur ocre et renfermant, surtout à sa base, des blocs anguleux se débitant en plaquettes centimétriques à pluridécimétriques,

- puis un niveau relativement peu épais, bien horizontal, constitué de galets,

- le tout surmonté par un niveau de loess plus brun supportant l'horizon humifère et le sol actuel.

La matrice limono-sableuse à blocs anguleux est une coulée de solifluxion ou « head ».

**Mode de formation des « heads »**

Un « head » est un dépôt de solifluxion sur un versant, formé sous climat périglaciaire à gel hivernal long et dégel estival important.

- Au cours des périodes froides et en l'absence de couvert végétal jouant le rôle d'isolant ou de tampon thermique, le sol gonfle par transformation de son eau en glace. Le substrat rocheux local est fracturé par l'action du gel. Ce processus de cryoclastie (ou gélifraction) fournira les blocs et les cailloux du head.

Périodes	Âges (Ma = million d'années)	Histoire climatique			Histoire géologique et occupation humaine
		Épisode climatique	Nomenclature nordique	Nomenclature alpine	
Holocène	15 000 ans	Post-Glaciaire (stade 1)			Groix redevient une île. Les populations mésolithiques (10 000-6 000 ans avant J.-C.) puis néolithiques (5 000-2 000 avant J.-C.) s'établissent durablement.
Pléistocène supérieur	130 000 ans	Glaciaire (stades 2 à 5d)	Weichsélien	Würm	Groix est relié au continent.
		Glaciaire (stade 5e)	Éémien	Riss-Würm	Groix est une île.
Pléistocène moyen	800 000 ans	Glaciaire	Saalien	Riss	Groix est tantôt relié au continent, tantôt isolé. Premières occupations humaines du littoral armor- cain (y compris Groix) entre 300 000 et 500 000 ans.
		Interglaciaire	Holsteinien	Riss-Mindel	
Pléistocène inférieur	1,8 Ma	De nombreux cycles glaciaires - interglaciaires se succèdent, avec une amplitude croissante. Les calottes glaciaires scandinave et britannique se développent largement durant les périodes froides.			Groix commence à subir directement l'effet des fluctuations du niveau de la mer, induites par les cycles glaciaires - interglaciaires.
Pliocène	5,3 Ma				
Miocène	23 Ma	Le climat reste chaud, mais commence à se refroidir. Des saisons contrastées (alternances de périodes pluvieuses et sèches) apparaissent. Une calotte glaciaire se forme en Antarctique.			La bordure méridionale de la Bretagne est déformée (effet des collisions pyrénéenne et alpine ?) : Groix devient un relief au Sud d'une dépression (les Coureaux).
Oligocène	33,9 Ma				
Éocène	55,8 Ma	Le climat est chaud, de type tropical humide. Les pôles sont dépourvus de glace.			Groix, comme la bordure méridionale de la Bretagne, est sous la mer (calcaires à Nummulites de Gâvres)
Paléocène					Le Massif Armoricain est émergé, recouvert par une forêt dense sous laquelle se développe une intense alté- ration des roches (kaolins)

Chronologie simplifiée du Tertiaire et du Quaternaire et évolution climatique et histoire humaine de Groix

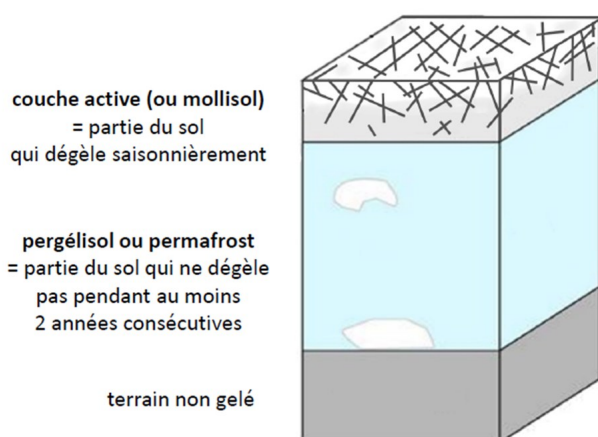
(d'après David Menier et Michel Ballèvre)

L'origine de la matrice limono-sableuse unissant les blocs du head est plus variée. Dans la plupart des cas, elle proviendra à la fois de la cryoclastie et de l'érosion des altérites formées lors de l'interglaciaire précédent et également du remaniement des placages de loess préexistants.

- Pendant les périodes de dégel, la couche active se gorge d'eau, se liquéfie alors que le pergélisol reste gelé donc solide. Sur les versants, ces deux ensembles pourront par conséquent se désolidariser, le pergélisol jouant en quelque sorte le rôle de « couche savon ».

Les débris rocheux gélifracts et la fraction fine contenus dans la couche active seront alors mobilisés par de puissantes coulées de solifluxion qui emprunteront les vallons.

Ce sont ces coulées qui sont à l'origine des heads.



Le niveau de galets situé immédiatement au-dessus du « head », de la coulée de solifluxion est une plage fossile. Située environ 6 m au-dessus du niveau actuel de la mer, elle est datée de l'interglaciaire Éémien (ou Riss-Würm ; - 130 000 à -110 000 ans).

Cela implique que la coulée de solifluxion située dessous correspond au Saalien (ou Riss), période glaciaire s'étendant de - 400 000 à -130 000 ans et au cours de laquelle le niveau de la mer était 110 m au-dessous du niveau actuel.

En revanche, l'horizon de loess situé au-dessus de la plage éémienne a été déposé au cours de la dernière période glaciaire, au Weichsélien ou Würm (-110 000 à -12000 ans).

L'inlandsis eurasiatique (calotte anglo-irlandaise et calotte fennoscandienne dont l'épaisseur était de 3 km au centre) atteignait le bassin de Londres et la plaine germano-polonaise. Les glaciers alpins atteignaient Sisteron, recouvraient la Dombes et le Jura.

Sur les régions périglaciaires dont l'Ouest de la France où la toundra s'était installée, le vent soufflait en permanence et prenait en charge les plus fines particules, les limons, qui se déposaient ensuite à plus ou moins longue distance, piégés par la végétation.

Arrêt 2 : La Pointe ou presqu'île des Saisies



Accès difficile ! Grimpettes, descentes et beaucoup d'algues ! Ça glisse !



Malgré tout, on y arrive quand même ... après quelques détours !

Roches rencontrées en cours de parcours



Alternance de feuillets de glaucophanite
et de quartzite à spessartine
dans un encaissant de micaschistes



Gros blocs de glaucophanite et de micaschiste



Glaucophanite à lawsonite ?



Niveau à gros cristaux de chloritoïde ?

Cette longue échine rocheuse, orientée Nord - Sud sur environ 400 m, est essentiellement constituée de micaschistes riches en niveaux de quartzite à spessartine et de niveaux à glaucophanite.

Et elle est remarquable par la dissémination, le long de son flanc oriental, sur quelques dizaines de mètres de large, de nombreux nodules en forme de ballon de rugby, de boudins de taille variable, de 20 cm à 1 m.



Nodules ovoïdes du flanc oriental de la Presqu'île des Saisies



Détail

Remarque : Des nodules, encore mal dégagés par l'érosion, forment des « bosses » moulées par la foliation, au sein des micaschistes. D'autres, au contraire, ont été excavés et forment des cuvettes remplies d'eau de mer !

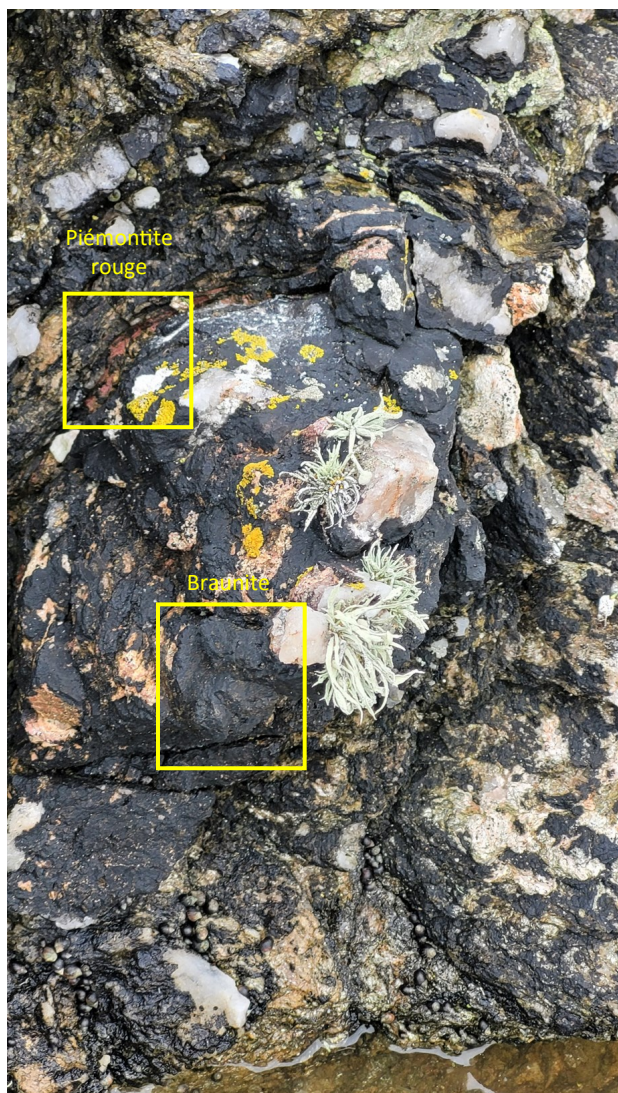
Quand on examine un nodule, la couleur dominante est le noir. Mais sur sa bordure, la roche devient plus claire et par endroits, on peut observer des petites plages rouges.

Le nodule présente en fait une structure plus ou moins concentrique.

De la bordure vers le cœur, les couches sont successivement riches :

- en spessartine, grenat manganésifère de formule $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$, bordure rosée à beige,
- puis en piémontite, rose clair à lie-de-vin : la piémontite est une épidote calcique et manganésifère de formule $Ca_2(Mn^{3+}, Fe^{3+})$ dont la couleur rougeâtre est due à la présence de l'ion Mn^{3+} ,
- et enfin en braunite, noire, de formule $Mn^{2+}Mn^{3+}_6[O_8SiO_4]$ ou $Mn^{2+}Mn^{3+}_6SiO_{12}$ qui renferme donc à la fois du manganèse bi- (Mn^{2+}) et trivalent (Mn^{3+}).

Un nodule est par conséquent très riche en manganèse.



D'autres minéraux manganésifères ont été déterminés sur la presqu'île des Saisies comme, par exemple :

- la téphroïte $Mn_2[SiO_4]$ en masses de plusieurs kilogrammes, composées d'éléments imbriqués, brillants,

lisses ou légèrement striés, de couleur brunâtre ; sa formule est très voisine de celle des olivines, de la fayalite $Fe_2[SiO_4]$ ou de la forstérite $Mg_2[SiO_4]$,

- ou la pyroxmangite ($MnSiO_3$) en plages centimétriques de teinte rose, dans la téphroïte.

L'origine de ces nodules manganifères n'a pas été étudiée en détail.

Mais ces nodules ressemblent beaucoup à ceux du célèbre et beaucoup plus vaste gisement de Praborna dans la Vallée d'Aoste, en Italie, dans lesquels on observe les mêmes associations minérales et près desquels, les quartzites présents se révèlent riches en Radiolaires et sont en fait de véritables radiolarites.

À Praborna, cette présence conjointe de nodules riches en manganèse et de quartzites à Radiolaires, de radiolarites donc, a conduit les géologues à mettre en cause un seul et même mécanisme : l'hydrothermalisme océanique que l'on a évoqué à l'arrêt 1 de la première journée.

Une telle origine hydrothermale océanique peut être envisagée, par analogie, pour les nodules de l'Île de Groix.

À Praborna, les indices d'un environnement hydrothermal océanique dans la Téthys alpine à la fin du Jurassique ont été par chance préservés malgré un métamorphisme de HP-BT ultérieur dans des conditions voisines de $P = 2 \text{ GPa}$ and $T = 550^\circ\text{C}$.

Praborna et Murano

Quel rapport entre la mine de Praborna et Murano ?

L'ouvrage d'Antonio Neri, *L'Arte Vetraria* (1612), nous apprend que la mine de manganèse de Praborna était exploitée depuis au moins 1415. La braunite qui y était extraite était massivement utilisée pour la fabrication du verre Cristallo à Murano, dont l'invention remonte au milieu du XV^{ème} siècle.

Le verre Cristallo qui faisait le renommée de Murano était un verre particulièrement clair et incolore, développé pour la verrerie de luxe, jusqu'à l'apparition du cristal de plomb anglais à la fin du XVII^{ème} siècle.

Après une période de grande prospérité entre le milieu du XV^{ème} et la fin du XVII^{ème} siècle, la mine de Praborna fut fermée au début du XX^{ème} siècle.

Obtenir un verre incolore n'était pas une chose simple ! Tout simplement parce que le fer, notamment, est très présent naturellement sous forme d'impuretés dans le sable, la matière première. Présent à la fois sous la forme d'ions Fe^{2+} bleus et d'ions Fe^{3+} jaunes, il apporte ainsi une coloration verte systématique (voir tableau page suivante).

Pour contrecarrer la couleur verte apportée par le fer, une solution était d'utiliser le manganèse comme décolorant afin de rendre le verre « incolore ». Ce fut pendant longtemps le secret des Maîtres verriers de Murano. En fait, les verriers de l'Antiquité savaient déjà que cette opération « blanchissait » les verres. La braunite, la « *magnesia nigra* » était d'ailleurs dénommée « savon des verriers ».

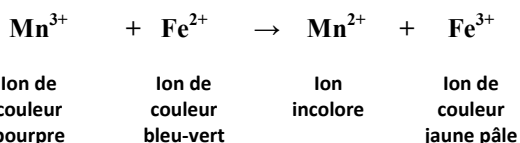
Remarque : L'antimoine était aussi utilisé comme décolorant, cet élément ayant été observé en quantité non négligeable dans des vitraux.

Sous quelle forme ionique, sous quel état d'oxydation se trouve le manganèse dans la braunite, la « *magnesia nigra* » ?

Rappelons sa formule chimique : $Mn^{2+}Mn^{3+}_6[O_8|SiO_4]$ ou $Mn^{2+}Mn^{3+}_6SiO_{12}$. Elle renferme donc à la fois des ions bivalents Mn^{2+} et trivalents Mn^{3+} .

La fusion se réalisant aux alentours de 1300°C et en atmosphère oxydante, le Fe^{2+} est oxydé pour donner du Fe^{3+} et le manganèse Mn^{3+} est réduit en Mn^{2+} .

C'est une réaction d'oxydo-réduction.



Éléments	Valence	Coloration
Cu	0	Rouge
	1	Rouge
	2	Bleu-vert
Co	2	Bleu
Mn	2	Incolore
	3	Pourpre
Fe	2	Bleu
	3	Jaune pâle
Fe^{2+} -S		Ambre

Coloration du verre
obtenue par l'ajout de quelques ions colorants
(Couleur de quelques ions en fonction de leur valence)

Et l'on constate alors que les ions obtenus sont incolores ou jaune pâle, le mélange est pratiquement très peu coloré.

Il est donc possible d'obtenir un verre quasi-incolore quand le fer est majoritairement présent sous sa forme oxydée Fe^{3+} , le coefficient d'absorption de Fe^{3+} étant faible et donnant lieu à une coloration jaune pâle résiduelle.

De ce fait aussi, un verre de l'époque médiévale ou de la Renaissance dit « incolore » ne sera pas complètement sans coloration, il persistera toujours une légère teinte jaunâtre.

Outre son rôle de « savon du verrier », le manganèse était aussi utilisé délibérément pour obtenir des verres aux couleurs allant du violet au brun. En effet, lorsque qu'il est le seul élément colorant présent ou lorsque

Mn^{3+} est en excès par rapport à Fe^{2+} , le verre va prendre une coloration pourpre.

Ainsi les verres utilisés pour les visages (carnations) possèdent une teneur en manganèse élevée, afin de simuler la couleur rosée de la peau.

La présence simultanée d'oxydes de fer et de manganèse conduit donc à une large gamme de colorations due aux proportions variables des différents états d'oxydation de ces ions (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{3+}).

Arrêt 3 : Pique-nique sur la plage des Sables rouges

On peut observer sur la plage de nombreux placers de grenat rouge, plutôt en haut de l'estran du fait de leur densité.

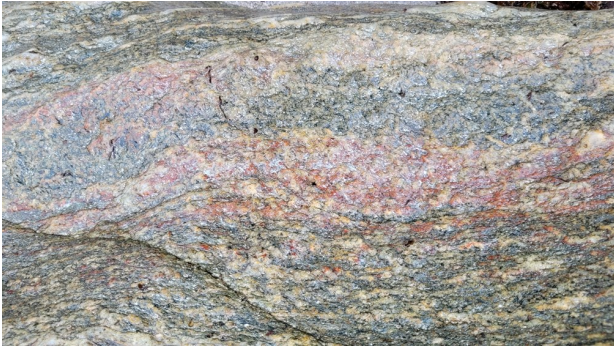
On observe même parfois dans le haut de plage lui-même des séquences de dépôt dues au tri, par les vagues, de différents minéraux en fonction de leur densité, les plus denses dans la partie supérieure et les moins denses plus bas.



Et il ne faut pas chercher bien loin pour en trouver la source !



**Mélange de glaucophanite et de micaschistes à grenat
en haut de l'estran**

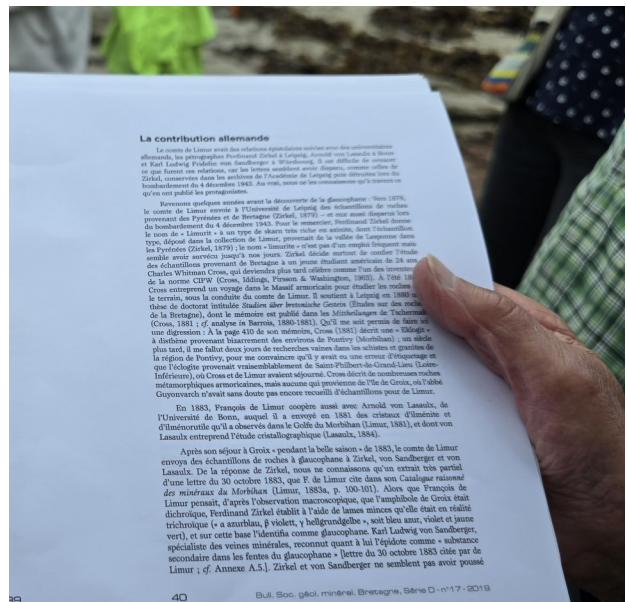


Détail

L'examen rapide de ce sable à la loupe montre qu'il renferme non seulement du grenat mais également du rutile noir, de l'épidote vert pistache, de la glaucophane bleu violacé et du quartz translucide.



Petit exposé de Gaston sur la découverte de la glaucophane à Groix : « Histoire d'une mystification »





En falaise, et tout en haut, affleure une lame d'orthogneiss très folié, difficile quand même à identifier à l'oeil nu !



Semelle de la lame d'orthogneiss



L'orthogneiss de la plage des Sables rouges

Son analyse en microscopie a révélé la présence de porphyroblastes de plagioclase qui semblent être d'origine magmatique car ils montrent des macles albite et Carlsbad, cette dernière étant absente dans les feldspaths métamorphiques.

Cet orthogneiss pose aujourd'hui problème.

- Il a été daté à $481,1 \pm 3,7$ Ma donc de l'Ordovicien inférieur. Il est donc bien antérieur à l'orogénèse varisque.

Alors pourquoi n'a-t-il pas subi le métamorphisme de HP-BT qui a eu lieu entre -370 et -360 Ma et qui, en revanche, a affecté toutes les roches qui l'entouraient, maintenant transformées en éclogites, glaucophanites à grenat, glaucophane et lawsonite, micaschistes à phengite... ?

- Comment expliquer aussi la persistance des plagioclases albitiques dans les conditions du faciès Schistes bleus ou du faciès Éclogites, albite qui aurait dû disparaître au-delà de la courbe albite → jadéite + quartz (voir diagramme P-T page 80) ?

- Et ensuite, que pourrait venir faire un orthogneiss, dont le protholite serait un granitoïde, dans un environnement interprété comme un prisme d'accrétion sédimentaire qui a subducté ?

Remarque : La présence d'orthogneiss est également attestée dans l'estuaire de la Vilaine (Île Dumet et Pénestin) et dans la région de Bois-de-Céné en Vendée.

Alors comment expliquer cette singularité ?

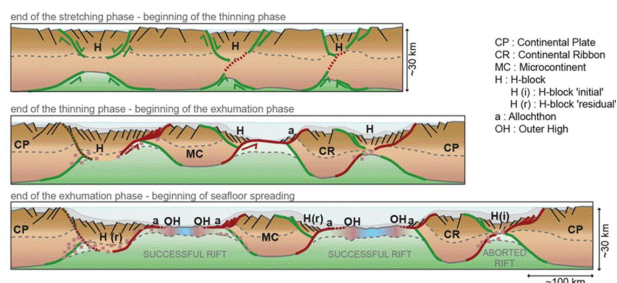
Aujourd'hui, il y a débat sur la métastabilité des feldspaths dans le faciès Éclogites.

Reste à expliquer maintenant la présence de ces lames de métagranitoïde dans un prisme d'accrétion océanique ?

À l'Ordovicien, les deux marges du futur Océan Centralien, alors unies, soudées, ont été très étirées, en hyperextension comme le démontrent, du côté Armorica, la formation des rifts de Voutré, de Saint-Georges-sur-Loire, de Cholet-Thouars et du côté Gondwana, celle du rift de « La Châtaigneraie - Chantonay » à volcanisme bi-modal et qui s'étendait depuis Vairé à l'Ouest jusqu'à Saint-Pierre-du-Chemin à l'Est.

On peut alors imaginer qu'au cours de l'élargissement d'un rift, il ait pu se former, s'isoler un bloc de nature continentale, à socle granitique.

Et en effet, on connaît aujourd'hui des marges dites « hyperétendues », très amincies, où le manteau est exhumé, vient à l'affleurement, isolant ainsi des blocs basculés de croûte continentale.



Schémas illustrant la formation d'une marge hypertendue
(d'après G. Mantaschal)

Au niveau de ces marges hyperétendues, on assisterait à un véritable boudinage de la croûte continentale.

Un de ces blocs a pu par la suite être entraîné par la plaque qui va subduire (schéma 1).

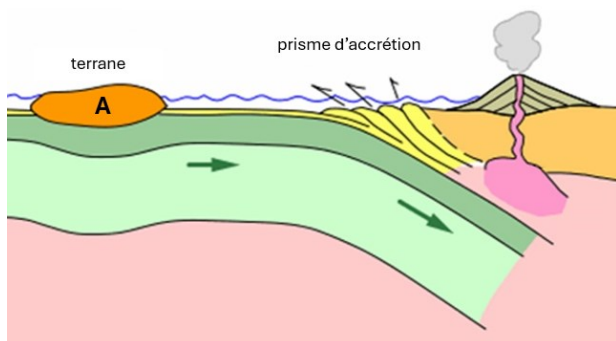


Schéma 1 (Wikipédia modifié)

Arrivé au pied de la marge de la plaque chevauchante, il est arraché à la plaque qui le transporte et s'insère alors dans le prisme d'accrétion (schéma 2).

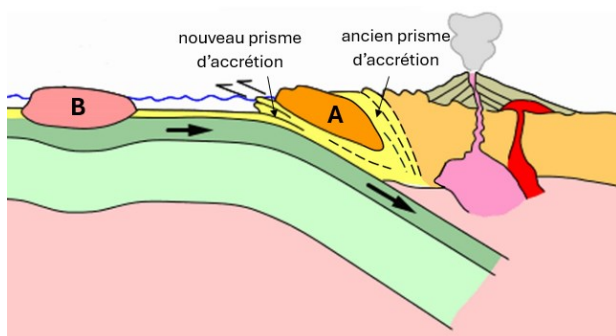


Schéma 2 (Wikipédia modifié)

On a vu que ce prisme d'accrétion a été entraîné dans la subduction comme le prouve la présence des micaschistes à phengite et grenat. Mais le bloc basculé, à cause de ses dimensions importantes et surtout de sa faible densité ($d=2,6$), ne va pas s'enfoncer ou, s'il subducte, ce sera très partiellement et à faible profondeur.

Puis, au cours de la collision, le bloc est déformé, écrasé, cisailé, ses failles normales jouant en failles inverses. Mais peut-être pas autant que ça, si les feldspaths ont

conservé leurs macles. On peut alors supposer que les sédiments du prisme d'accrétion l'ont protégé en amortissant les déformations (schéma 2).

En même temps, la croûte océanique qui a été éclogeïtisée à 50-60 km de profondeur, remonte par le chenal de subduction. Le bloc basculé est alors dilacéré, enveloppé par les glaucophanites et les éclogites, mais pas phagocyté. Aujourd'hui, on en observe des reliques mais de taille vraiment réduite !

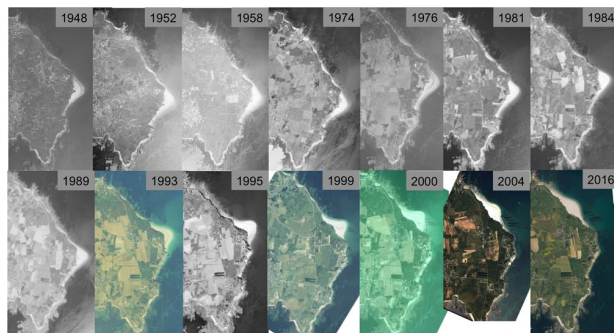
Ce scénario pourrait donc expliquer ce mélange que l'on observe à la plage des Sables rouges, de roches basiques de HP-BT et de lames d'orthogneiss indemnes de ce métamorphisme.

Arrêt 4 : La plage convexe des Grands-Sables



Plage actuelle des Grands-Sables vue du sentier littoral

Cette plage, orientée aujourd'hui NO-SE, ne cesse de se déplacer vers le Nord-Ouest comme le montrent les photographies aériennes réalisées depuis 1948.



Planet-Terre

Dans les années 1950, elle était à la hauteur du village VVF, aujourd'hui Village Vacances des Grenats, où un sentier permet toujours d'accéder à un reste de plage près duquel subsiste un bâtiment sur pilotis, le poste de secours de l'ancienne plage !



Entre 1989 et 1993, elle franchit la Pointe de la Croix marquée par une lanterne peinte en rouge. Cette lanterne, avec ses 4 mètres de haut, est le plus petit phare de France.



Lanterne de la Pointe de la Croix

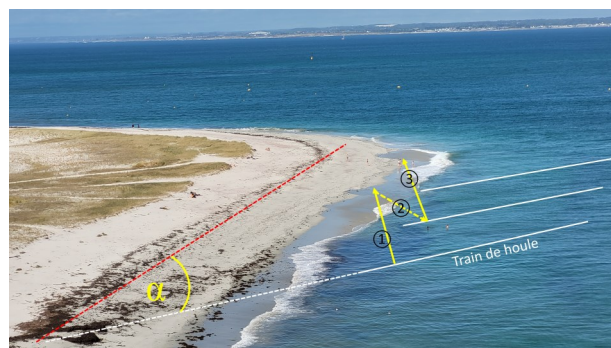
Aujourd'hui, la plage se trouve plus de 200 m plus loin !



La plage se déplace tout simplement parce que son sable est soumis à une dérive littorale c'est-à-dire un courant marin lié à l'angle formé entre les trains de houles et la côte.

Quel est le mécanisme de la dérive littorale ?

Comme le montre la photo ci-dessous prise le jour de notre sortie, la houle vient « lécher » la plage obliquement, selon l'angle α , l'orientation de la plage (en rouge) étant bien matérialisée par les laisses de haute mer.



- ① La houle pousse le sable perpendiculairement à sa direction vers le rivage.
- ② Le reflux entraîne le sable vers le large en suivant la pente de la plage.
- ③ Une nouvelle onde reprend en charge ce sable et le déplace de nouveau vers le rivage perpendiculairement à sa direction.

Ainsi le sable décrit-il avec le temps un trajet en dents de scie dont la résultante est un déplacement en masse vers le Nord-Ouest.

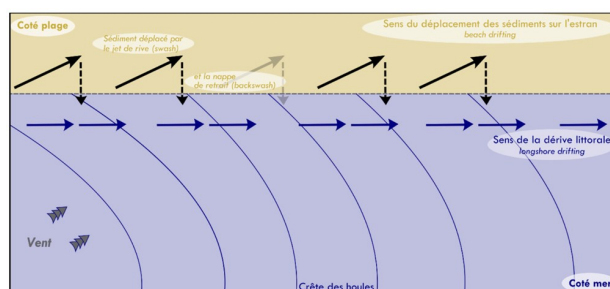


Schéma de la dérive littorale

Remarques

- Le terme « plage » doit être pris au sens large. Il désigne à la fois la plage aérienne sur laquelle on se fait dorer et la plage sous-marine où on fait trempette !
- La houle n'intervient pas seule ! Ce jour-là, il faisait très beau ! Interviennent également les vagues, le vent et les courants le long du rivage.

Que deviendra la plage des Grands-Sables ?

Il est très vraisemblable que la dérive littorale se poursuivant, la plage va continuer à se déplacer en direction de Port Méhite où elle pourrait très bien se fixer à l'abri des vents et des vagues venant du large.

Mais tout dépend aussi de la courantologie entre l'île et le continent !

Et la plage ne restera pas continuellement convexe !

Conclusion - Synthèse

Les associations de roches basiques dérivant d'un protolithe de type MORB et de roches acides issues, elles, de protolithes sédimentaires de type continental ont conduit à interpréter l'Île de Groix comme la relique d'un prisme d'accrétion sédimentaire formé au pied d'une marge continentale.

L'océan en question était l'Océan Centralien qui a commencé à se former à l'Ordovicien inférieur (rifting généralisé) entre Armorica au Nord et Gondwana au Sud puis s'est océanisé pendant tout le reste de l'Ordovicien, le Silurien et le début du Dévonien.

À la limite Dévonien inférieur - Dévonien moyen, vers -420 Ma, cet océan commence à se fermer par subduction de sa croûte océanique vers le Nord, sous Armorica, subduction qui entraîne avec elle le prisme d'accrétion.

Les conditions du faciès Schistes bleus et du faciès Éclogites sont atteintes au Dévonien terminal, vers -370, -360 Ma d'après les âges Rb/Sr et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengite.

À l'Est de l'île où l'on a excursionné, l'abondance des grenats riches en manganèse et magnésium témoigne d'une pression de 16 à 18 kbar et d'une température de l'ordre de 450°C. De même, la présence de pseudomorphoses de lawsonite dans les glaucophanites atteste de la haute pression subie par les roches subductées. On estime là aussi les conditions P-T à 18 - 20 kbar et 450°C.

Après collision continentale entre Armorica et Gondwana, vers -350 Ma, le prisme d'accrétion et la croûte océanique métamorphisés dans les conditions de HP-BT sont exhumés. Il semble que cette exhumation, responsable d'un métamorphisme rétrograde où l'eau a joué un rôle essentiel, ait été très rapide.

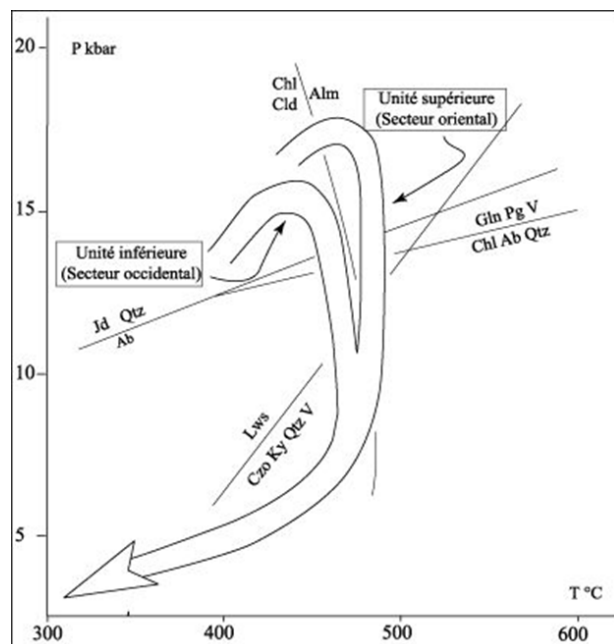
Enfouissement et exhumation ont été accompagnés de déformations : de cisaillements surtout s'opérant selon des cinématiques opposées lors de l'enfouissement puis de l'exhumation, de plissements, de boudinages...

À l'échelle de l'île, des différences ont été observées entre la partie Est que l'on a parcourue et la partie Ouest. La partie Est de l'île expose un métamorphisme de plus haut grade que la partie Ouest. La partie Est de l'île s'est donc davantage enfoncée puis lors de l'exhumation, elle est venue chevaucher la partie Ouest.

Remarque : Ce chevauchement est bien visible sur la côte Nord de l'île que l'on a parcourue en petit comité le vendredi après-midi, jour de notre arrivée sur l'île.

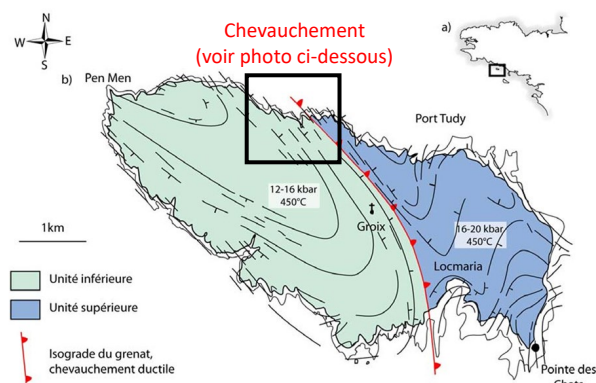
Un grand merci à nos deux guides, Gaston Godard et David Boudeau

Article de Hendrik Vreken
Photographies de Dominique Loiseau
et Josiane Vreken



Chemin P-T suivi par les Schistes bleus de l'Île de Groix
(d'après Valérie Bosse, 2004)

Planet-Terre



Carte structurale synthétique de l'Île de Groix



Le chevauchement de l'Unité supérieure (partie Est de l'île, la plus métamorphique) sur l'Unité inférieure (partie Ouest de l'île, la moins métamorphique)

Bibliographie

- Gaston Godard et Philippe Yamato : « IEC14 : pre-conference field trip » - July 10-13, 2022, Lyon, France
- « IEC14 : post-conference field trip excursion guide-book » - June 14-16, 2022, Aosta valley (Italy) - « Structural and mineralogical fingerprints of eclogite-facies metamorphism in the W. Alps meta-ophiolites and associated continental margins »
- Gaston Godard : « La découverte de la glaucophane à Groix en 1883 : histoire d'une mystification » - Bulletin de la Société Minéralogique de Bretagne » - Série D - n°17 - 2019
- Simone Tumati, Silvana Martin et Gaston Godard : « Hydrothermal origin of manganese in the high-pressure ophiolite metasediments of Praborna ore deposit (Aosta Valley, Western Alps) » - European Journal of Mineralogy · January 2010, 22, 577–594
- Henri Onde : « Observations glaciologiques en Suisse et en Savoie, il y a un siècle » - Revue de Géographie alpine - tome 36, n°3, pages 399-409 - 1948
- David Menier et Michel Ballèvre : « Quand Groix n'était pas encore une île » - Penn ar Bed, n°190-191 (Septembre - Décembre 2004), Bretagne vivante
- Michel Ballèvre et Valérie Bosse : « Groix, l'île au trésor : la mémoire des roches et des minéraux » - Histoire naturelle de l'île de Groix, Penn ar Bed, 2005, n°190-191, p.10-21, Bretagne Vivante
- Alexandre Aubray, Damien Mollex Romain Vaucher, Thibault Lorin : « Les plages de l'île de Groix (Morbihan) : plage convexe, sables à grenats, dynamique sédimentaire et climatique, processus d'altération / érosion côtière » - Article du 17/01/2019 - Planet Terre
- Bernard Hallegouet : « Relief et évolution littorale de l'île de Groix » - Penn ar Bed, 2004, n°190-191, p.28-38, Bretagne Vivante
- Erwan Audran, Bernard Hallégouët et Catherine Yoni : « Contribution à l'étude morphodynamique de la plage des Grands Sables (île de Groix, Morbihan) » - Méditerranée / Année 1999 / 93 / p. 75
- Alain Abreal : « Les grenats », Site internet du 21septembre 2010
- Godard G., Smith D. C., Jaujard D. et Doukkari S. : « Île Dumet (Armorican Massif, France) and its glaucophane eclogites: the little sister of Île de Groix » - Eur. J. Mineral., 36, 99–122, <https://doi.org/10.5194/ejm-36-99-2024>, 2024.
- Jean-Robert Kienast et Claude Triboulet : « Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite » - Bulletin de Minéralogie (Année 1972 - 95-5, pp. 565-573)
- Jean Cogné, Daniel Jeannette et Michel Ruhland : « L'Île de Groix : Étude structural d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale » - Bull. Ser. Carte géol. Als. Lorr., 1, p. 41-95, Strasbourg, 1966
- Notice de la carte géologique de Groix au 1/25000^{ème} - Éditions du BRGM

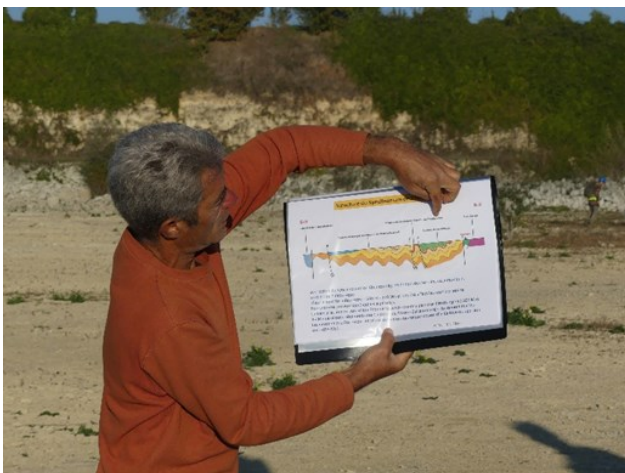
Sites internet consultés

- https://www.youtube.com/watch?v=I_q3sAcuzIY
- <https://tube-sciences-technologies.apps.education.fr/w/isyZVjxPeZ6ifZnV9RBnRA>
- <https://tube-sciences-technologies.apps.education.fr/w/qZ6y5tCs4nzD4JFJBNqKWU>
- <https://www.youtube.com/watch?v=gyGVOaysuKQ>
- <http://www.jeanduperrex.ch/Site/Oxydation.html>
- https://www.persee.fr/doc/sgeol_0037-2560_1966_num_19_1_1298
- https://www.persee.fr/doc/rga_0035-1121_1948_num_36_3_5435
- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/Groix-plages-erosion.xml>
- <http://toutsurlesgrenats.free.fr/fichierspdf/lesgrenatsproprietes.htm>
- <https://doi.org/10.5194/ejm-36-99-2024>

**Sortie dans la carrière de La Jaudonnière (Bajocien)
avec Patrick Bohain
et visite de la collection de minéraux et fossiles
de Alain Duret,
membres de l'AVG
Jeudi 16 octobre 2025**



Patrick Bohain et le groupe de l'AVG dans la carrière de La Jaudonnière (85)



En bas à gauche : Patrick BOHAIN présente le contexte géologique de la carrière.



En bas à droite : le groupe au travail - curiosité, méthode, persévérance et ... cris de joie !

Préalable

Cette sortie fait suite à celle réalisée par l'AVG en avril 2024 dans la région de Nanteuil (carrière de La Grande Palisse) et d'Azay-le-Brûlé (ancienne carrière de Ricou), aux environs de Saint-Maixent-l'École (79).

Cette sortie animée par Patrick Bohain et Patrick Branger avait pour but de reconstituer une partie de l'histoire du Seuil du Poitou, trait d'union entre le Massif Armoricain et le Massif Central et qui, à plusieurs reprises, au Jurassique puis au Crétacé supérieur, a été recouvert par la mer mettant ainsi en communication les Bassins Parisien et Aquitain.

La carrière de la Grande Palisse montrait l'une des coupes les plus complètes et fossilifères du versant aquitain du Seuil du Poitou pour l'ensemble de l'étage du Bajocien (Jurassique moyen) qui a duré environ 3 Ma, entre -171 Ma et -168 Ma.

Celle de Ricou exposait quant à elle des terrains de l'Hettangien et du Sinémurien (Jurassique inférieur) : formés il y a -205 à -200 Ma et le contact des premiers avec le socle paléozoïque.

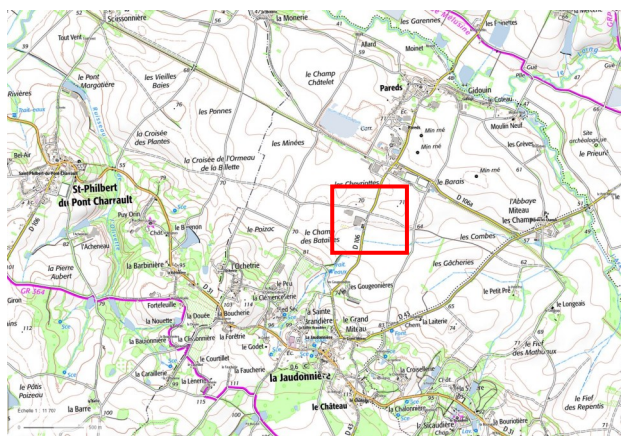
La carrière de la Jaudonnière que l'on visite aujourd'hui et dans laquelle on va échantillonner à loisirs expose surtout, sur son plancher, les couches du Bajocien supérieur (zones à Niortense et à Garantiana) déjà rencontrées à Nanteuil.

Pour éviter les redites, le contexte paléogéographique étant le même, il est donc conseillé de compléter le bref compte rendu qui suit avec celui du bulletin de l'AVG de 2024 (p. 2 à 30).

Le cadre géographique et paysager

La carrière de la Jaudonnière est située près de Pareds, à environ 10 km au Sud-Est de Chantonay.

Pareds, dont l'altitude est d'environ 70 m, occupe une dépression qui est encadrée à l'Ouest par une ligne de coteaux d'orientation NO-SE qui dépasse régulièrement les 120 mètres d'altitude, et à l'Est par les contreforts en pente progressive du Haut Bocage vendéen qui atteint 280 m à Pouzauges.



Localisation de la carrière de Pareds

(Géoportail)

Cette dépression plane et allongée constitue une pénétrante, vers le N-O jusqu'à la latitude des Essarts, de la grande plaine céréalière du triangle Luçon - Fontenay-le-Comte - Niort.

Il est également intéressant de constater que les pentes et les coteaux qui encadrent la dépression sont marqués par un paysage de bocage, souvent dédié à l'élevage ou à l'arboriculture fruitière (vigne, pommiers...).

À cela plusieurs raisons :

- les reliefs peu propices à la mécanisation sont souvent de mauvais alliés des grands rendements agricoles, mais ils assurent une bonne exposition au soleil ;
- la ressource en eau est différemment mobilisable selon la nature du sous-sol ou la déclivité du terrain ;
- à chaque type de sous-sol correspond un type de végétation naturellement et historiquement adapté.

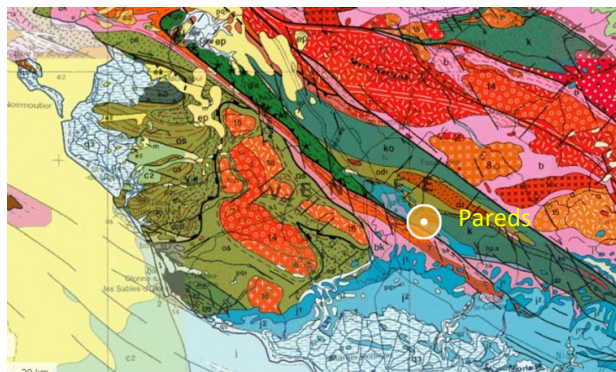
Ainsi, cette bande de relief déprimé vient-elle s'intercaler entre le Bas Bocage vendéen au Nord et à l'Ouest et le Haut Bocage vendéen à l'Est.

Ce que nos yeux voient, la géologie peut souvent l'expliquer...

Le cadre géologique

Pareds est situé au sein du Synclinorium de Chantonay.

Il s'agit d'une structure tectonique plissée d'orientation NO-SE constituée de terrains du Paléozoïque inférieur à moyen et recouverte en discordance par une couverture sédimentaire du Jurassique inférieur et moyen : le bassin de Chantonay.



Contact Massif Armoricain - Nord du Bassin Aquitain

Les dépôts sédimentaires du Jurassique inférieur et moyen (bleu foncé et bleu moyen) pénètrent dans le Synclinorium de Chantonay.

(Géoportail)

L'histoire du Synclinorium de Chantonay, plus ou moins commune à celle du Bas Bocage vendéen, commence il y a environ -485 Ma, à l'Ordovicien inférieur, par l'ouverture du futur Océan Centralien entre Gondwana et Armorica.

Il s'agit donc au départ d'un rift continental où un magmatisme bi-modal, à la fois acide et basique, va se manifester.

Puis pendant tout l'Ordovicien et le Silurien, ce rift s'élargit, s'océanise. Des sédiments, principalement argileux, s'y déposent dans un milieu plutôt anoxique. Il aurait atteint son maximum de largeur à la limite Silurien-Dévonien, il y a environ 420 Ma.

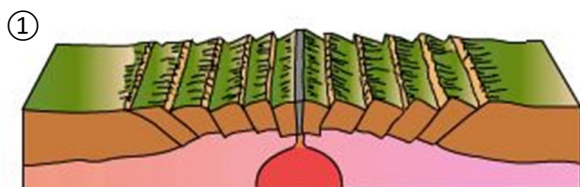
La Vendée qui se situait près du pôle Sud à l'Ordovicien se trouve maintenant à la latitude du Tropique Sud, preuve du déplacement des plaques.

Des petits récifs coralliens s'y installent au Dévonien inférieur.

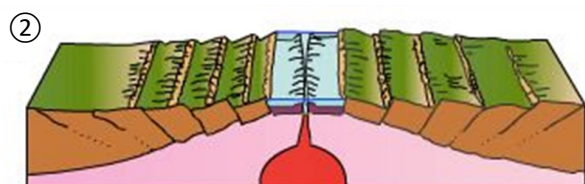
Vers -420 Ma, l'Océan Centralien se ferme par subduction de la marge Nord de Gondwana sous Armorica.

Gondwana et Armorica entrent alors en collision à la charnière Dévonien - Carbonifère inférieur (- 370 Ma).

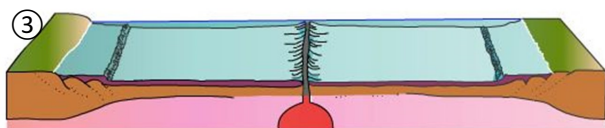
Se forme alors la chaîne varisque qui sera entièrement constituée au Carbonifère moyen (Serpukhovien et Bachkirien), il y a environ 330 Ma avec la mise en place de nombreux batholites de granite issus de l'anatexie.



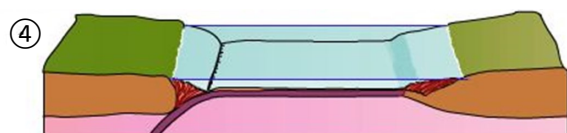
Rifting continental (Cambrien - Ordovicien)



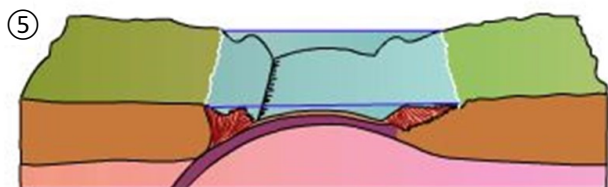
Rifting océanique - Début de l'accrétion océanique (Ordovicien moyen)



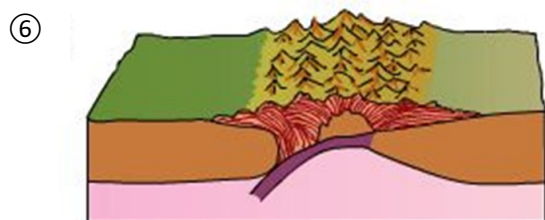
Expansion de l'Océan Centralien (Ordovicien et Silurien)



Début de la fermeture de l'Océan Centralien par subduction de sa lithosphère océanique sous Armorica



Poursuite de la subduction à la limite Dévonien - Carbonifère



Collision continentale vers -370, -360 Ma

Principales étapes de l'orogénèse varisque

La plupart des reliefs sont arasés au cours du Permo-Trias (entre -280 et -201 Ma).

La transgression marine du Jurassique inférieur s'opère, il y a environ 200 Ma, sur une véritable pénéplaine. Elle y dépose à l'horizontale des sédiments d'abord détritiques puis marins pendant tout le Jurassique inférieur (Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien, Toarcien) et le Jurassique moyen (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien, Oxfordien) soit pendant au moins 40 Ma.

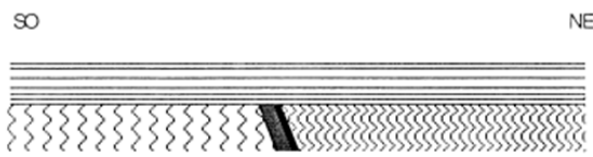


Schéma de dépôt des sédiments marins du Jurassique sur le relief aplani du Paléozoïque

Durant cette longue période, le Bassin de Chantonnay n'existe pas encore en tant que tel.

Puis une surrection généralisée commence à s'amorcer au Jurassique supérieur, conduisant à l'émersion totale de la région à la limite Jurassique supérieur (Tithonien) - Crétacé inférieur (Berrassien) il y a 150 Ma.

Les terrains jurassiques, mis à nu, sont alors la proie de l'érosion et cela pendant tout le Crétacé inférieur.

Remarque : Cette surrection, qui a eu lieu également entre Santander et San Sebastian en Espagne, constitue les prémisses du rifting du Golfe de Gascogne, les côtes du Pays Basque espagnol et de la Cantabrie jouxtant alors les côtes vendéenne et charentaise.

Non seulement les terrains jurassiques se surélèvent par épaulement de rift, mais également, du fait de leur compétence, ils se faillent.

Au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire, le rift de Gascogne s'élargit puis se ferme lors de la migration de l'Espagne vers l'Est suivie de son déplacement vers le Nord provoqué par la remontée de l'Afrique. Les Pyrénées se forment.

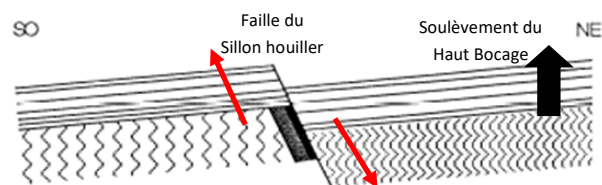
Au même moment, c'est aussi le cas des Alpes par poinçonnement du Sud-Est de la France par l'Apulie.

Ces deux orogénèses vont alors contribuer au « rajeunissement » du relief en Vendée.

C'est à cette période en effet que va se former le Bassin de Chantonnay tel qu'on le connaît aujourd'hui :

- par réactivation de la grande faille carbonifère du Sillon houiller de la Vendée, longue de près de 120 km, et qui le délimite à l'Ouest,

- et par soulèvement du Haut Bocage vendéen à l'Est, ce qui entraîne la formation d'un demi-graben dont les couches jurassiques sont pentées vers l'Ouest : le demi-graben du Bassin de Chantonnay.



Formation du demi-graben de Chantonnay

Après la grande transgression du Crétacé supérieur, les périodes d'émersion successives du Tertiaire sous climat très agressif (chaud et humide) et pendant les glaciations du Quaternaire décapent les dépôts du Jurassique sur les lignes les plus élevées.

L'absence de continuité que l'on constate aujourd'hui entre les dépôts du Jurassique inférieur et moyen de la Vendée occidentale et ceux du demi-graben de Chantonay n'est en fait qu'apparente. La couverture sédimentaire du Jurassique inférieur et moyen couvrait l'ensemble du Bocage vendéen jusqu'à la mer.

Et c'est essentiellement grâce au jeu combiné de la tectonique et de l'érosion qu'elle a été particulièrement bien conservée dans le demi-graben de Chantonay, démontrant du même coup que l'avancée de la mer jurassique s'est faite bien au-delà de la limite Nord de notre Plaine vendéenne.

La carrière F.A.C.O. de la Jaudonnière (hameau de Pareds)

• Les activités de la Société F.A.C.O.

La carrière appartient à la Société des Fours à Chaux de l'Ouest, qui possède par ailleurs deux autres sites à Vaiges (Mayenne) pour la production de carbonate de calcium et à Sillars (Vienne) pour la production de dolomie.

L'activité de F.A.C.O. a débuté au XIX^{ème} siècle, à Pareds, avec la production de chaux. D'un point de vue commercial, la carrière de Pareds bénéficiait d'un emplacement privilégié sur les terrains jurassiques, à proximité immédiate des sols plus acides des reliefs paléozoïques environnants. Les cultures sur ces sols acides nécessitaient un amendement régulier en chaux.



Les fours à chaux historiques de Pareds

Source : Société F.A.C.O.

La carrière de calcaire de la Jaudonnière est désormais exploitée pour la production de 100 à 150 000 tonnes de carbonate de calcium/an, commercialisé sous la dénomination « Calali poudre ».

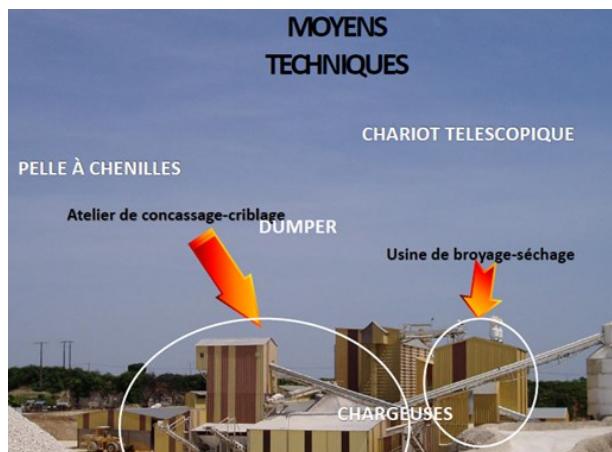
Le produit fini est destiné à la nutrition animale (bovins, ovins, caprins, porcins, volailles). Ce minéral à valeur ajoutée est mélangé à d'autres ingrédients (ex : céréales, minéraux, vitamines...).

Il répond à plusieurs fonctions :

- pouvoir de neutralisation efficace pour une assimilation optimale des rations énergétiques ;

- apport de calcium pour la construction squelettique ou des coquilles...

Le process : extraction, concassage-criblage, broyage-séchage et transport en citernes permet d'assurer un cahier des charges drastique qui porte sur la teneur en calcium minimale (38%), la teneur en Mg moyenne (0,25%), l'aspect de la poudre, la granulométrie (inférieure à 300 μ) et le taux d'humidité résiduelle (< 0,2%).



Site de Pareds : schéma simplifié du process de production du carbonate de calcium

Source : Société F.A.C.O.

• Présentation de la carrière

La carrière couvre une superficie de 28 ha qui sera prochainement portée à 38 ha.

Le sommet de la carrière est à 70 m d'altitude et le plancher est au niveau de la nappe d'eau à 53 m. La profondeur totale de l'excavation est donc de 17 m environ.



Vue aérienne de la carrière F.A.C.O. de Pareds

Source : Société F.A.C.O.

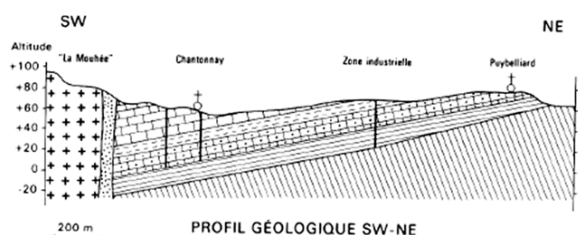
L'exploitation de la carrière est contrainte par deux obstacles géologiques :

- la nappe d'eau qui délimite la profondeur d'extraction maximale autorisée (variation de niveau saisonnière de quelques mètres)
- et les strates supérieures majoritairement marneuses ou de calcaire très argileux (« banc pourri », d'extension régionale, de la zone à Zigzag du Bathonien inférieur).

• La coupe de la carrière

Les strates de calcaires et de marnes que l'on peut observer dans la carrière relèvent toutes du Jurassique moyen et plus particulièrement de la période qui va de l'Aalénien moyen au Bajocien terminal.

La pente générale de la couverture jurassique de la carrière suit le pendage général Ouest du compartiment du demi-graben, comme d'ailleurs l'ensemble des dépôts plus anciens du Jurassique inférieur qui sont bien présents, en sondage, sous le niveau d'exploitation : l'Hettangien (grès, dolomies, calcaires ferrugineux), le Sinémurien (marno-calcaires et calcaires sublithographiques), le Pliensbachien (calcaires argileux ou siliceux et marnes) et le Toarcien (schistes-carton, calcaires argileux et marnes).



Coupe géologique du bassin de Chantonay (d'après les sondages de reconnaissance hydrogéologique)

Source : Christian Roy, 2000

Dans la carrière, le plancher aplani par l'extraction fait ainsi apparaître les couches les plus anciennes de l'Aalénien à l'Est de l'excavation et les couches les plus récentes de la partie inférieure du Bajocien supérieur (zones à Niortense et à Garantiana) à l'Ouest. La nappe phréatique, probablement contenue par les strates de calcaire argileux et de marnes du Toarcien sous-jacentes et par le mur occidental du demi-graben, ennoie la partie Ouest du plancher de la Carrière. Toujours dans l'enceinte de la carrière, au Nord-Est, juste au-dessus de la zone à Garantiana du plancher, le front de taille principal représente l'ultime zone à Parkinsoni du Bajocien supérieur.



Vue générale de la carrière en regard vers le Nord
Localisation des affleurements

Schématiquement et sans considérer la présence ou l'absence de chaque horizon à ammonites, on peut observer dans la carrière, de bas en haut :

- plancher Est : Aalénien
- petit front de taille en partie Est de la carrière : Bajo-

cién inférieur (2 m) : zones à Laeviuscula, à Propinquans et à Humphriesianum.

- plancher Ouest de la carrière : Bajocien supérieur (0,40 m) : zones à Niortense et à Garantiana.

- front de taille principal au Nord-Est de la carrière : Bajocien supérieur (14 m) : zone à Parkinsoni.

- sommet du front de taille principal au N-E de la carrière : Bathonien basal : zone à Zigzag.



L'Aalénien moyen en surface du plancher Est de la carrière avec *Ludwigia murchisonae* (Sowerby)

(Photo P. Bohain)



Les strates marno-calcaires du Bajocien inférieur *pro-parte*, avec *Otoites contractus* (Sowerby) de la zone à Propinquans, sous-zone à Hebridica, horizon à Pinguis

(Photo P. Bohain)

• Rappel de la définition du Bajocien

Le Bajocien est un étage du Jurassique moyen. Il succède à l'Aalénien et précède le Bathonien. Il a duré environ 2,7 Ma, entre $-170,9 \pm 0,8$ Ma et $-168,2 \pm 1,2$ Ma.

Jurassique	Supérieur Malm	Tithonien	$149,2 \pm 0,7$
		Kimméridgien	$154,8 \pm 0,8$
		Oxfordien	$161,5 \pm 1,0$
	Moyen Dogger	Callovien	$165,3 \pm 1,1$
		Bathonien	$168,2 \pm 1,2$
		Bajocien	$170,9 \pm 0,8$
		Aalénien	$174,7 \pm 0,8$
	Inférieur Lias	Toarcien	$184,2 \pm 0,3$
		Pliensbachien	$192,9 \pm 0,3$
		Sinemurien	$199,5 \pm 0,3$
		Hettangien	$201,4 \pm 0,2$

Place du Bajocien dans la chronologie du Jurassique

Âges donnés par la Commission Internationale de Stratigraphie (06/2023)

Les âges correspondent au début des Étages.

(Wikipedia)

Le stratotype du Bajocien est situé à Sainte-Honorine-des-Pertes (Calvados - France).

La base du Bajocien est exposée au GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) du Cabo Mondego (Sud-Ouest du Portugal). Le GSSP pour la limite Bajocien - Bathonien est situé à Bas-Auran (Géopark de Hte-Provence, France).

Le Bajocien comprend deux sous-étages : le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur.

Il est divisé en sept zones, dix-neuf sous-zones et trente-cinq horizons à ammonites (certaines sous-zones ont une valeur d'horizon).

Chaque sous-zone à ammonites a une durée moyenne de 142 Ka.

Remarque : En l'absence d'ammonites, d'autres fossiles, pour lesquels la succession des espèces est clairement établie, tels que par exemple les brachiopodes, les foraminifères, les bélemnites ou les ostracodes peuvent se substituer aux ammonites.

Ci-contre :

Deux espèces d'ammonites-indices de zones du Bajocien

En haut : *Witchellia laeviscula* (Sowerby) - Zone à Laeviuscula, Sous-zone à Laeviuscula, Horizon à Laeviuscula

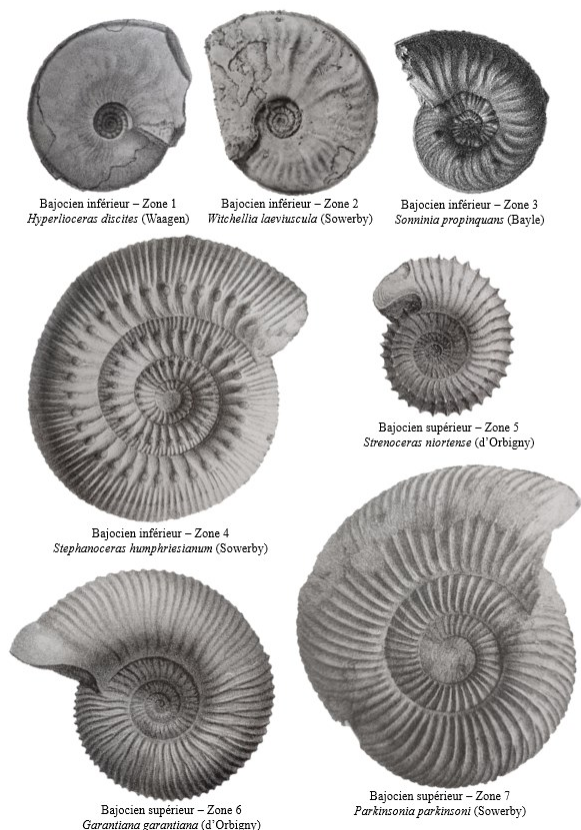
En bas : *Garantiana garantiana* (d'Orbigny) - Zone à Garantiana, Sous-zone à Dichotoma

Sous-étages	ZONES	Sous-zones	Horizons
Bajocien supérieur	PARKINSONI	Bomfordi	Bomfordi
			Crassa
		Densicosta	Dorsetensis
			Parkinsoni ?
	GARANTIANA	Acris	Pseudoparkinsoni
			Acris
		Tetragona	
	NIORTENSE	Subgaranti	
Bajocien inférieur	HUMPHRIE-SIANUM	Dichotoma	
		Baculata	Schroederi
			Prorsicostata-Bonarellii
	PROPINQUANS	Polygyralis	Bifurcus-Inferior
			Polygyralis-Phaulus
		Banksi	Aplous-Debilis
			Diniensis
	LAEVIUSCULA	Blagdeni	Coronatum
			Dubium
		Humphrie-sianum	Gibbosum
			Umbilicum
	DISCITES	Romani	Gervillii
			Edouardiana
		Hebridica	Pinguis

Biostratigraphie du Bajocien. Découpage en sous-étages, zones, sous-zones et horizons à ammonites (Cariou et al., 1997)



(photos P. Bohain)



Les espèces d'ammonites-indices de zones du Bajocien

• La stratigraphie séquentielle du Bajocien

Dans le Centre-Ouest de la France trois mégaséquences sédimentaires d'origine tectono-eustatique ont été identifiées (Cariou *et al.*, 1985a) :

- la mégaséquence 1 qui couvre l'Hettangien et le Sinémurien ;
- la mégaséquence 2 du Pliensbachien au Bathonien ;
- la mégaséquence 3 du Callovien au Kimméridgien.

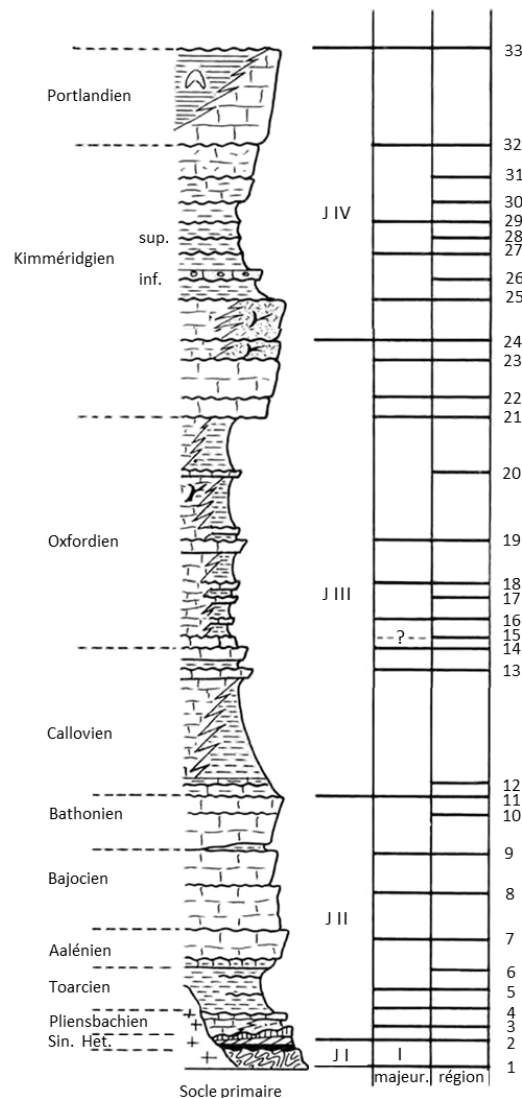
Celles-ci sont séparées par des discontinuités sédimentaires majeures : à la limite Sinémurien-Pliensbachien, à la limite Bathonien-Callovien et au sein du Kimméridgien inférieur.

À chaque fois, des lacunes sédimentaires (donc biostratigraphiques), plus ou moins sévères ou de longue durée, selon les lieux peuvent exister.

Ainsi, en Vendée orientale, la base du Pliensbachien inférieur (sous-zone à *Taylori*) et la dernière zone du Bathonien (zone à *Discus*) sont-elles lacunaires.

Elles sont la plupart du temps moins marquées au Nord du Bassin Aquitain, et plus particulièrement en Vendée occidentale, du fait de la tectonique de marge passive en bloc basculés qui a assuré un affaissement continu du socle à même de compenser partiellement les effets de la baisse de niveau marin durant les pics régressifs.

Les mégaséquences traduisent des tendances de long terme liées à la tectonique à l'échelle du globe. Elles sont elles-mêmes découpées en séquences de deuxième ordre et de troisième ordre.



Mégaséquences sédimentaires et discontinuités de la sédimentation dans le Jurassique du Centre-Ouest de la France

Les surfaces n°1, n°2, n°11, n°24 et n°33 correspondent aux limites des mégaséquences I, II, III et IV.

(source : Gabilly *et al.*, 1985a)

Alors que les mégaséquences s'expliquent principalement par le tectono-eustatisme, les séquences de deuxième et encore plus celles de troisième ordre s'expliquent par des enchaînements d'événements la plupart du temps liés à des crises tectono-volcaniques ponctuelles.

Une crise tectono-volcanique peut en effet agir sur le climat à court terme par effet écran de particules rejetées dans l'atmosphère (refroidissement et formation de calottes glaciaires) ou à moyen terme par saturation du cycle du carbone et du méthane (réchauffement climatique, dilatation des océans, disparition des masses glaciaires, modification des courants marins, anoxie des milieux marins avec crise dans la production des carbonates)...

Le Bajocien du Poitou est affecté par trois séquences de deuxième ordre qui engendrent des émerSIONS et des lacunes stratigraphiques : entre l'Aalénien et la base de l'étage, la zone à Discites du Bajocien inférieur est souvent lacunaire ; au sein de l'étage, à la fin de la dernière zone à Humphriesianum du Bajocien inférieur ; à la fin de l'étage à la fin de la sous-zone à Densicosta de la zone à Parkinsoni.

ETAGES		Groupe français d'Etude du Jurassique (1991)		POITOU		NORMANDIE M. Rioult et coll. (1991)
		ZONES	SOUS-ZONES	Unités de dépôt	Séquences de dépôt et cortèges sédimentaires	Courbe d'aggradation côtière
BATHONIEN	MOY.	Morrissi		?		
		Subcontractus				2.3a
		Progracilis	Progracilis	37	BT-2	
			Orbigny	36		2.2b
		Tenuiplicatus		34-35		
	INF.	Zigzag		31 à 33	BT-1	2.2a
			Yeovilensis	30		
			Macrescens	29		
			Convergens	28		
			Bomfordi	24 à 27		
BAJOCIEN	SUPERIEUR	Parkinsoni	Densicosta	23	BJ-3	2.1b
			Acris	22		
			Tetragona	21		
		Garantiana	Subgaranti	20		
			Dichotoma			
	INF.	Niortense	Schroederi			
			Baculata	19		
			Polygyralis			
			Banksi	18		
			Blagdeni	17	BJ-2	2.1a
		Humphriesianum	Humphriesianum	16		
			Romani	14		
			Propinquans	13	BJ-1	

Unités génétiques de dépôt, cortèges sédimentaires et séquences de dépôt de la fin du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Poitou
(d'après C. Gonnin, E. Cariou et P. Branger, 1993)

Les couches de la partie inférieure du Bajocien supérieur que nous avons fouillées à la Jaudonnière s'inscrivent dans la reprise transgressive qui suit l'émerSION de la zone à Humphriesianum terminale.



Fouille collective des strates du sommet de la zone à Niortense et de la zone à Garantiana

• **Les bancs du Bajocien supérieur - zones à Niortense pro-parte et à Garantiana - de la Jaudonnière**

Au cours de la journée, nous avons fouillé le plancher Ouest de la carrière sur une profondeur d'environ 0,40 m. Nous y avons relevé trois bancs (de bas en haut) :

- **Banc 1 (environ 5 cm d'épaisseur)** : calcaire fin à galettes stromatolithiques pluricentimétriques, grumeaux et autres bioclastes remaniés (spongiaires, ammonites, bivalves...) ferrugineux ou phosphatés.

Ce banc renferme de nombreux moules internes d'ammonites macroconques et microconques pour la plupart incomplets ou en mauvais état.

Ce banc contient notamment l'ammonite indice du dernier horizon de la zone à Niortense : *Orthogarantiana baculata* (Quenstedt).



Banc 1

En haut : Calcaire à galettes stromatolithiques
En bas : *Orthogarantiana baculata* (Quenstedt) Ø : 58 mm
(Photo P. Bohain)

- **Banc 2 (environ 20 cm d'épaisseur)** : banc cohérent de calcaire fin bioclastique (ammonites, nautilus, bélemnites, bivalves, brachiopodes, gastéropodes).

Odeur d'hydrocarbures à la cassure.

Les fossiles sont dans un excellent état de conservation : pseudo-tests parfois conservés et ammonites complètes jusqu'aux apophyses. Remplissage fréquent des moules internes par de la calcite.

Ce banc contient, en partie inférieure (bc 2a), l'ammonite indice de la zone à Garantiana : *Garantiana garantiana* (d'Orbigny) et la petite forme d'ammonite *Garantiana dichotoma* (Bentz) qui est la forme microconque indice de la première sous-zone à Dichotoma de la zone à Garantiana.



Banc 2a

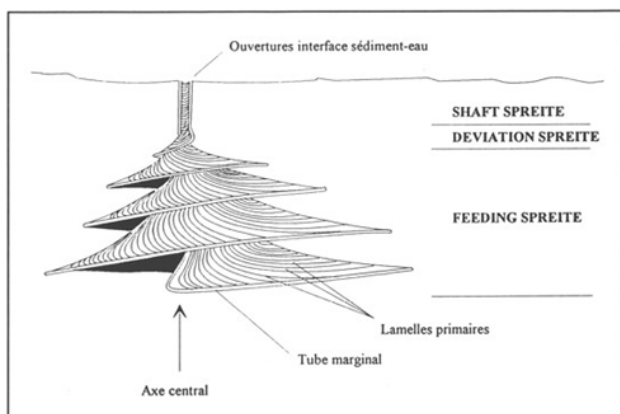
En haut : Calcaire fin bioclastique
avec des formes microconques du genre *Garantiana*
En bas : *Garantiana garantiana* (d'Orbigny) Ø : 80 mm
(Photo P. Bohain)

En partie supérieure du banc (bc 2b), se trouve une autre ammonite indice de la deuxième sous-zone à Subgaranti : *Garantiana subgaranti* (Wetzel).



Banc 2b : *Garantiana subgaranti* (Wetzel) Ø : 73 mm
(Photo P. Bohain)

- **Banc 3 (environ 5 cm d'épaisseur)** : calcaire fin à *Zoophycos* (= *Cancellophycus*). Ce banc calcaire à fine granulométrie est caractéristique. Il est toutefois très pauvre en bioclastes.



Banc 3

En haut : aspect du banc calcaire à *Cancellophycus* ou *Zoophycos*

En bas : *Zoophycos* - type
avec ses principales caractéristiques

(Olivero - 1994)

Le géologue et le paléontologue peuvent « faire parler les strates » et imaginer leurs conditions de dépôts et leur âge, à partir de leur composition minéralogique et de leurs faunes.

- Le banc 1 contient de nombreux fossiles de faciès benthique (stromatolites, spongiaires) et pélagique (ammonites) remaniés. L'ammonite à valeur biostratigraphique *Orthogarantiana baculata* nous indique le dernier horizon à *Orthogarantiana baculata* de la zone à Niortense.

Les dépôts se sont probablement opérés en milieu de faible profondeur sous l'influence des mouvements de la tranche d'eau, dans des conditions de luminosité et d'oxygénation favorables à la faune benthique.

La finesse de la matrice calcaire et l'implantation des stromatolites nous indiquent également une sédimentation lente et un milieu très faiblement turbide.

Les espèces d'ammonites qui ont été découvertes à une large échelle paléogéographique (Espagne, Angleterre, Bassin Parisien, Bassin germanique...) plaident pour une ouverture du lieu vers le large.

Ces éléments permettent d'envisager une localisation sur le plateau continental, à une profondeur régulièrement

impactée par l'influence des vagues de beau temps (entre -5 et -25 m) et épisodiquement par les vagues de tempêtes (environ 50 m).

- Le banc 2 intègre des ammonites appartenant à deux horizons. Il contient des mollusques benthiques (bivalves, brachiopodes, gastéropodes) et des céphalopodes (ammonites, nautilus, bélemnites).

Les stromatolites ont disparu.

L'odeur d'hydrocarbures est révélatrice de l'abondance de la matière organique originelle.

Les fossiles sont très bien conservés (terminaison des coquilles d'ammonites).

Tout indique une sédimentation lente et un approfondissement du milieu qui se situe désormais hors de portée des lames de fond, proche ou légèrement au-delà de 50 m de profondeur. La présence de nautilus (dont certains de grandes dimensions) semble confirmer cette hypothèse.

La répartition paléogéographique des espèces d'ammonites est toujours aussi vaste.

- Le banc 3 à *Cancellophycus* ou *Zoophycos* est très pauvre en macrofossiles.

Le faciès à *Zoophycos* a été construit dans des sédiments non consolidés par des vers qui ont laissé leurs traces rayonnantes en exploitant la vase dans un mouvement hélicoïdal, dans un contexte de sédimentation très lente avec une source d'alimentation proximale suffisante.

Il s'agit probablement du début de la phase transgressive qui précède la zone à Parkinsoni.

La plus faible densité de fossiles benthiques et pélagiques pourrait s'expliquer par une nouvelle situation de type talus continental.

Article de Patrick BOHAIN
Photographies de Patrick BOHAIN,
Dominique LOIZEAU et Josiane VREKEN

Bibliographie

BRANGER P. (2010) – Le Lias et le Dogger du Seuil du Poitou. Bulletin d'Information des géologues du Bassin de Paris, 47 (3) : 16-23.

CARIOU É., BRANGER P., GONNIN C. & LEGENDRE L. (1991) – Cross section in the classic Jurassic Series of the Seuil du Poitou. Pré-Symposium field trip. September 22-23, 1991. 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Poitiers, France – September 22-29, 1991. I.U.G.S. International Subcommittee on the Jurassic Stratigraphy. 85 p.

DIETLE V.G. (1983) – Die Ammoniten-Gattung *Strenoceras* aus dem südwestdeutschen Subfurcaten-Oolith (Bajocium, Mittl. Jura). Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. Serie B (Geologie und Paläontologie), Nr. 90.

DIETZE V., SCHWEIGERT G., CALLOMON J.H., GAULTIER H (2002) – *Garantiana* and early *Parkinsoni* Zones (Upper Bajocian, Middle Jurassic) of the Ipf area (Swabian Alb, SW Germany) with remarks on the phyletic evolution of the ammonite genus *Garantiana* Mascke, 1907. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. Serie B (Geologie und Paläontologie), Nr. 315.

ENAY R., HOWARTH M.K. (2019) – Systematic Descriptions of the Perisphinctoidea. Treatise Online n° 120, Part L, Volume 3B, Chapter 7.

FERNANDEZ-LOPEZ S.R. (1985) – El Bajociense en la Cordillera iberica. Memoria para optar al grado de Doctor. Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

FERNANDEZ-LOPEZ et al. (2009) – The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. Episodes Vol. 32, no. 4.

GAUTHIER H., RIOULT M., TREVISAN M. (1996) – Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'Oolithe Ferrugineuse de Bayeux (Bajocien) à Feuguerolles-sur-Orne (Calvados). Eléments nouveaux pour une révision des *Garantianinae*. Géologie de la France n° 2, p. 27-67, 10 fig. 14 pl.

GAULTIER H., BRANGER P., BOURSICOT P.Y., TREVISAN M., MARCHANT D. (2002) – La faune d'*Orthogarrantiana* Bentz (*Garantianinae*, *Stephanoceratidae*, *Ammonitina*) de la sous-zone à *Polygyralis* (zone à Niortense, Bajocien supérieur) nouvellement découverte au nord de Niort (Deux-Sèvres, France). Une preuve du dimorphisme *Orthogarrantiana* / *Strenoceras*. Géologie de la France, n° 1, pp. 81-86.

GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. - Cariou É. & Hantzpergue P. (coord.). - Bull. Centre rech. Elf Exploration-Prod., Mém. 17, 440 pp., 6 fig., 79 tab., 42 pl.

HOWARTH M.K. (2017) – Systematic Descriptions of the *Stephanoceratoidea* and *Spiroceratoidea*. Treatise Online n° 84, Part L, Revised, Volume 3B, Chapter 6.

ORBIGNY A. d' (1842-1849) – Paléontologie française. Terrains jurassiques. Masson édit., Paris. t. I : Céphalopodes ; texte : 642 p., atlas : 234 pl.

PARSONS C.F. (2006) – Systematic revision of the Bajocian ammonite subfamily *Sphaeroceratinae*.

PAVIA G., ENAY R. (1997) – Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. Episodes, Vol. 20, n°1.

PAVIA G., FERNANDEZ-LOPEZ S. R., MANGOLD C. (2008) – Ammonoid succession at the Bajocian-Bathonian transition in the Bas Auran area, Digne district, South-East France. Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia. Vol. 114.

PAVIA G., DEFAVERI A., MAERTEN L., PAVIA M., ZUNINO M. (2013) - Ammonite taphonomy and stratigraphy of the Bajocian at Maizet, south of Caen (Calvados, NW France). C. R. Palevol 12 (2013) 137–148.

RULLEAU L. (2011) – Les Ammonites du Bajocien en France et dans le monde. Inventaire des genres et des espèces. Edition Louis Rulleau et Section Géo-Paléo du Comité d'Etablissement des carrières Lafarge. 299 p.

SCHLEGELMILCH R. (1985) – Die Ammoniten des Süddeutschen Doggers. Gustav Fischer Verlag. 284 p., 59 pl.

SCHWEIGERT G., DIETZE W., CHANDLER R. B. & MITTA V. (2007) – Revision of the Middle Jurassic dimorphic ammonite genera *Strigoceras*/*Cadomoceras* (*Strigoceratidae*) and related forms. Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B, Nr. 373, 74 S., 35 Abb.

STURANI C. (1971) – Ammonites and Stratigraphy of the « *Posidonia alpina* » beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova. Vol. XXVIII.

WESTERMANN G.E.G., RIOULT M. (1975) – The lectotype of the ammonite *Cadomites psilacanthus* (Wernbter). Palaeontology, vol. 18, part 4, pp. 871-877, pl. 105.

WYNS R., LABLANCHE G. & LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chantonay (563). Orléans : BRGM. Notice explicative. 76 p.

Bulletin AVG 2014 : « Le synclinorium de Chantonay »

Bulletin AVG 2024 : « Sortie dans le seuil du Poitou » avec Patrick BRANGER et Patrick BOHAIN

Sites internet consultés

<https://ammonites-vendee.fr/>

<https://www.ammonites.org/>

<https://www.researchgate.net/>



Quelques fossiles récoltés dans la carrière

Zones	Sous-zones et horizons	Lithologie	N° de Bancs	GARRANTIANA			N° de Bancs																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
				Tetragona (?)	Subgranti	Dichotoma		Orthograntiana baculata (Quenstedt)	Grantiana dichotoma (m) (Bentz)	Grantiana grantiana (d'Orbigny)	Grantiana suevica (Wetzel)	Grantiana traubi (Bentz)	Grantiana longidens (Quenstedt)	Grantiana platyrhyna (Buckman)	Grantiana minima (m) (Wetzel)	Grantiana subgranti (M) et (m) (Wetzel)	Grantiana wetzelii (Trauth)	Opelia subcostata (Buckman)	Opelia subradiata (Sowerby)	Opelia umbilicata (m) (Buckman)	Opelia flexa (Buckman)	Strigoceras symplectum (Buckman)	Strigoceras septentrionatum (Buckman)	Bagiosphinctes curvatus (Buckman)	Bagiosphinctes bagociensis (Siemiradski)	Bagiosphinctes bipolitaoides Fernandez-Lopez	Bagiosphinctes lenki (Schmidtill & Krumbach)	Vernisphinctes martiusii (m) (d'Orbigny)	Vernisphinctes glyphus (M) et (m) (Buckman)	Cadomites psilacanthus (M) et (m) (Wermbter)	Cadomites dislongchampsii (M) et (m) (Defrance)	Sphaeroceras brongniarti (Sowerby)	Sphaeroceras auritum (Parona)	Sphaeroceras auritum forme tuffum (Buckman)	Sphaeroceras tenuicostatum (Sturani)	Sphaeroceras globus (Buckman)	Spiroceras amulatum (M) et (m) (Deshayes)	Cenoceratidae sp. 1, 2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
↑																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																</

Les ammonites relevées à la Jaudonnière par le groupe de l'AVG

Quelques ammonites du Bajocien supérieur de la Jaudonnière

(Photos Patrick Bohain)



Oppelia subradiata (Sowerby) - Sous-zone à Baculata Diamètre : 65 mm



Garantiana suevica (Wetzel) - Horizon à Dichotoma Diamètre : 65 mm



Garantiana trauthi (Bentz) - Horizon à Dichotoma Diamètre : 60 mm

Quelques ammonites du Bajocien supérieur de la Jaudonnière

(Photos Patrick Bohain)



Strigoceras symplectum (Buckman) - Horizon à Dichotoma Diamètre : 125 mm



Cadomites psilacanthus (Wermbter) - Macroconque - Horizon à Dichotoma Diamètre : 70 mm



Cadomites psilacanthus (Wermbter) - Microconque - Horizon à Dichotoma Diamètre : 28 mm

Quelques ammonites du Bajocien supérieur de la Jaudonnière

(Photos Patrick Bohain)



Sphaeroceras brongniarti (Sowerby) - Sous-zone à Baculata et horizon à Dichotoma - Diamètre entre 28 et 32 mm



Spiroceras annulatum (Deshayes) - Horizons à Dichotoma et à Subgaranti

À gauche : macroconque incomplet Dimension 48 mm À droite : microconque Dimension : 23 mm



Vermisphinctes glyphus (Buckman) - Horizon à Subgaranti Diamètre : 130 mm

Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret

« J'ai commencé à m'intéresser aux fossiles à l'âge de 8-9 ans. Après la pluie, quand mon père retournait la terre dans le jardin, apparaissaient des « escargots de pierre ». Je trouvais ça joli et intrigant... Je les récupérais tous ! Ce fut le début d'une passion.

Plus tard, j'ai appris qu'il y en avait un peu partout autour de Chantonnay où j'habitais. On pouvait alors aller dans les carrières de calcaire en activité, gratter dans d'autres non exploitées, plus ou moins en friche mais qui recelaient de tout aussi beaux spécimens que j'extrayais à l'aide de mon premier marteau et de mon premier burin, cadeaux de mon père.

Ayant apporté ces « escargots de pierre » à mon instituteur, ce dernier en a profité pour nous faire une leçon de sciences ou de « choses » comme on disait à l'époque sur ces intrigantes bestioles. Désormais, je savais ce qu'elles représentaient et pourquoi on en trouvait tant à Chantonnay : la mer était venue jusque là !

À l'âge de 13-14 ans, en cherchant des fossiles dans une carrière, je suis tombé par hasard sur une poche pleine... de cristaux brillants. Ce n'étaient pas des diamants bien sûr, mais c'était tout comme ! Je les ramassais précautionneusement. Un copain me prêta un livre sur les minéraux qui appartenait à son père. Après l'avoir consulté, j'ai eu l'impression qu'ils se ressemblaient tous. Il m'a fallu bien du temps, des années, avant de pouvoir les reconnaître, les identifier. Ma passion pour les minéraux cristallisés est née ce jour-là, devant ce beau livre plein d'images de cristaux en tous genres.

Autodidacte, je l'ai été un certain temps jusqu'au jour où j'ai fait la connaissance d'une personne qui s'intéressait comme moi à la minéralogie et qui était membre d'une jeune association naissante, qui faisait des sorties sur le terrain et des travaux pratiques en laboratoire, sur la géologie, les roches, les sols, la paléontologie et la minéralogie : l'Association Vendéenne de Géologie !

Plusieurs membres de cette association collectionnaient également les minéraux, et même les fossiles, ce qui me permit de faire mes premiers échanges et de commencer à fréquenter les bourses aux minéraux et fossiles.

Petit à petit, je m'aperçus que pour faire évoluer ma collection avec le peu de moyens dont je disposais, il me fallait trouver une monnaie d'échange. La Vendée étant pauvre en beaux minéraux, je me rabattais presque exclusivement sur la collecte des fossiles. Profitant de tous les travaux routiers et fouillant dans toutes les carrières de calcaire, je me constituais ainsi un stock conséquent d'Ammonites, ce qui m'a permis d'intéresser des professionnels, français et étrangers et en contrepartie, d'acquérir de belles pièces cristallisées, de France et de l'étranger.

De plus en plus intéressé par les cristaux, j'ai commencé à prospecter en Vendée et dans toute la France, pendant mes vacances.

Ces recherches m'ont réservé de magnifiques surprises : de très beaux cristaux de quartz sur la côte vendéenne et dans les pegmatites de Chambreaud, une « aigue marine vert d'eau » de 102,79 grammes soit 513 carats, unique en France.



Quartz et citrine de Saint-Jean-d'Orbestier



La fameuse aigue marine vendéenne de plus de 102 g !

Puis le champ de mes recherches s'est élargi à l'Europe, à Madagascar et au Maroc où j'ai eu la chance d'être guidé par un prospecteur qui avait parcouru le pays en long et en large pendant près de 30 ans. J'y suis retourné plus tard, pendant plusieurs années, par périodes de 2 mois.

Beaucoup de pièces que les membres de l'AVG ont découvert au cours de cette exposition sont marocaines.

Cette exposition comporte 2600 échantillons de minéraux du monde entier, classés par familles, sur 264 m linéaires d'étagères vitrées, réparties dans 4 pièces et 600 fossiles dans une autre pièce.

Elle est visitable toute l'année sur rendez-vous. »

Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret

La belle histoire du ciboire de Chambretaud

« Lorsque j'ai participé à l'inventaire des minéraux vendéens, je me suis surtout focalisé sur celui des pegmatites de Chambretaud, dont je possède pas mal d'échantillons.

À cette époque, j'ai alors rencontré un collectionneur également passionné de pegmatites, déjà très âgé, habitant près de Chambretaud et qui connaissait, bien évidemment, l'histoire des fameux « diamants de Chambretaud » que l'on utilisait aux siècles derniers pour la confection de colliers, le parement des vêtements sacerdotaux, etc.

Et il me confia, à ce sujet, qu'il avait entendu parler d'un ciboire, offert à un prêtre de la paroisse de Chambretaud, orné lui aussi d'incrustations de quartz fumé.

Sur-le-champ, je pris contact avec le curé en place en lui expliquant ce que je recherchais. L'ayant convaincu, il me montra les objets du culte et parmi eux, le ciboire en question, incrusté de « diamants de Chambretaud », avec en plus, et ce fut la surprise, la base d'un énorme cristal de quartz fumé, celui-là même dans lequel ont été taillés les « diamants ».

Les photos ont été prises par le curé, ravi lui aussi de cette découverte ! ».

Alain Duret

NB : Les incrustations ont été taillées dans la tête du cristal car c'est la partie la plus pure.



Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret



Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret



Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret



Collection de minéraux et fossiles de Alain Duret



**Exposé de Quentin Gauthier et Bastien Casseron
sur la géotechnique, géologie appliquée à la construction**



Exposé en salle





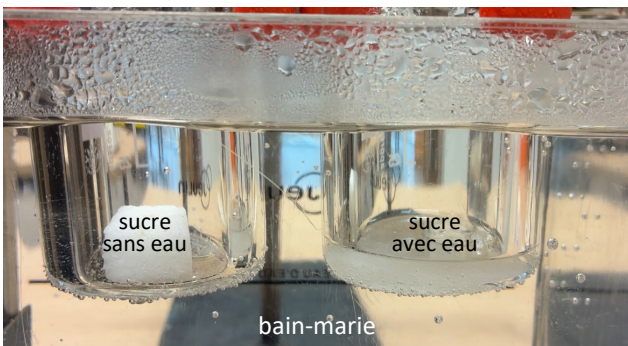
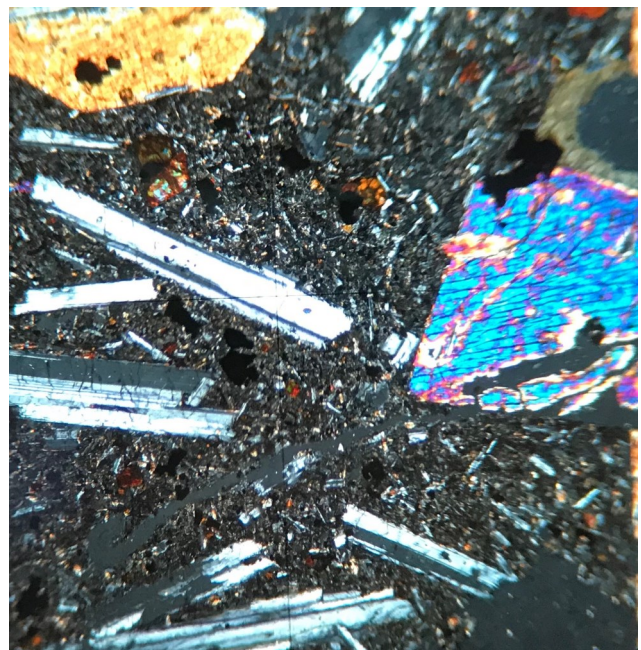
Merci à nos deux jeunes adhérents Quentin et Bastien qui ont pris l'initiative de présenter leur métier
Exposé très apprécié par les membres de l'AVG.

Applications sur le terrain

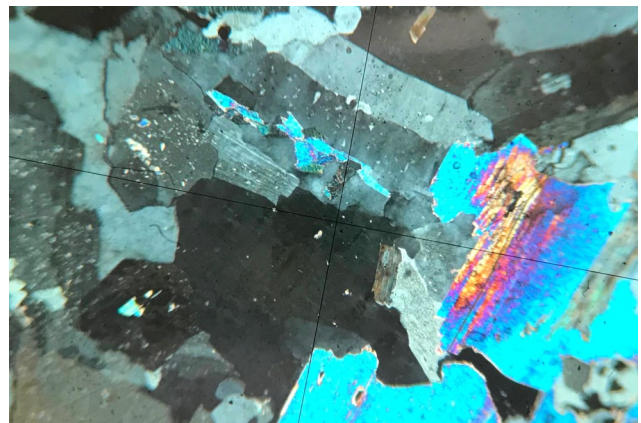


TP - Exposé sur le volcanisme des zones de subduction





Expérience analogique sur la fusion de la péridotite



Hommage à Gilbert Bessonnat

Décédé le 24 septembre 2025 à L'Hermenault, à l'âge de 88 ans.



Gilbert Bessonnat fut membre fidèle de l'AVG pendant plus de trente ans, dont il assumait la vice-présidence jusqu'en 2004. Ingénieur chimiste de formation, chercheur-naturaliste indépendant, il nourrissait une passion ardente pour la géologie, la botanique et la zoologie.

C'est en géologie qu'il réalisa sa découverte la plus marquante. En juillet 1963, il mit au jour des empreintes mystérieuses dans des roches du Jurassique inférieur, sur l'estran de l'anse de la République du Veillon. Le 19 mars 1965, lors d'une grande marée d'équinoxe, il présenta ces traces à Albert-Félix de Lapparent, directeur de l'Institut de géologie d'Assas à Paris et spécialiste des dinosaures. Quelques semaines plus tard, le 17 mai 1965, cette découverte fut publiée aux Comptes rendus de l'Académie des Sciences, en collaboration avec Christian Montenat, Albert-Félix de Lapparent et Mireille Ters. Le site du Veillon, à Talmont-Saint-Hilaire, est depuis reconnu dans le monde entier. En 1967, la Société Géologique de France lui consacra un mémoire.

Au fil de ses recherches, Gilbert constitua une remarquable collection géologique composée de roches, minéraux et fossiles. Acquis par la Région des Pays de la Loire en 2012, elle fut déposée au Centre Beautour en 2013, puis transmise à l'AVG. Avec son concours, l'association en réalisa l'inventaire photographique et numérique. Certaines empreintes de dinosaures sont aujourd'hui mises en valeur dans le Jardin des roches du Potager extraordinaire de Beautour.

Ses intérêts ne se limitaient pas aux sciences de la Terre. Passionné de botanique et d'entomologie, il participa en 1999 à la fondation des Naturalistes Vendéens. La préhistoire vendéenne le captivait également. Après la création du Centre d'Études Naturalistes du Talmondaïs (CENT) en 1991, il en anima les activités pendant plus de vingt ans, ainsi que celles de l'association des correspondants (ACCENT).

Explorateur infatigable de son environnement, Gilbert publia de nombreux travaux, déposés à la Bibliothèque nationale de France, parmi lesquels :

- Eaux minérales et thermominérales de Provence (1987)
- Nature en Martinique (1990)
- La Vendée littorale méridionale : géologie, flore, faune (1998)
- Cicindèles de France (2003)
- 12 ans de recherches du CENT : 1991-2003
- Recherches du CENT (2004).

Au-delà de ses compétences scientifiques, Gilbert était un compagnon jovial, toujours prompt à plaisanter et à partager ses connaissances lors de nos sorties. Je garde le souvenir d'un partenaire d'excursion averti, d'une humeur constante, qui savait donner un certain « standing » à l'art du pique-nique grâce à sa valisette en bois cannelé contenant des verres à pied.

Apprécié de tous les membres de l'AVG, Gilbert a profondément marqué la vie de notre association. Sa mémoire restera vive parmi nous.

Jean Chauvet
Ancien président de l'AVG

Les couleurs suivent les recommandations de la Commission de la Carte Géologique du Monde (www.ccgw.org)

Chart faite par K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Glibbard, J.X. Fan

(c) Commission Internationale de Stratigraphie, Mai 2019

Citation: Cohen, K.M., Finney, S.C., Glibbard, P.L. & Fan, J.X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36:199-204.