

ASSOCIATION VENDÉENNE DE GÉOLOGIE

Bulletin annuel

Directeur de la publication

Hendrik Vreken

Rédacteurs

Dominique Loizeau, Hendrik Vreken

Maquette, illustration et mise en page

Jean Chauvet, Hendrik Vreken

PhotographiesPatrick Bohain, Jean Chauvet,
Dominique Loizeau, Josiane Vreken**Comité de lecture**Guy Chantepie, Jean Chauvet,
Dominique Loizeau, Laurent Rigollet,
Michel Rouet, Josiane Vreken**Illustrations de la couverture**

Première de couverture

- Estuaire de la Vilaine vu des Rochers du Ruicard - La Roche-Bernard (56)
- Collonges-la-Rouge (19)
- Taureau (Salle des taureaux) - Lascaux IV - Montignac (24)
- Falaise du deuxième épisode corallien - La Pointe du Chay - Angoulins (17)

Quatrième de couverture

Groupe de l'AVG sur le site géologique de Puy Pialat - Nespouls (19)

Dépôt légal - 1^{er} trimestre 2024Tirage - 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 géologique dans le « Synclinal de Chantonay ».....	2
<i>La mine d'antimoine de Rochetretjeux et la colline des « Moulins et Rochers » de Mouilleron-en-Pareds</i>	
Sortie géologique dans le Domaine varisque Sud-Armoricain..	26
<i>La plage de Pénestin, la cale du « Passage de Vieille Roche » à Camoël et les Rochers du Ruicard à La Roche-Bernard</i>	
Sortie géologique en Charente-Maritime.....	41
<i>La Pointe du Chay et la Falaise d'Yves</i>	
Sortie géologique en Corrèze.....	64
Travaux Pratiques de l'année.....	112
Conférence « Géologie de la Vendée » par André Pouclet.....	114
Hommage à nos chers disparus.....	115

***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)***

Sortie géologique dans le « Synclinal de Chantonay »

**La mine d'antimoine de Rochetretoux
et la colline des « Moulins et Rochers » de Moulleron-en-Pareds**

Dimanche 19 mars 2023

Guides : Dominique Loizeau et Hendrik Vreken



Le groupe de l'AVG sur la colline des « Moulins et Rochers de Moulleron »

Arrêt 1 : Le sentier pédestre de la mine d'antimoine de Rochetrejoux

Un sentier qui relate l'histoire de l'antimoine de Rochetrejoux.



Panneau de départ du sentier de la mine
(Conception « Les pieds sur Terre » - D. LOIZEAU)



Échantillon de stibine de Rochetrejoux (Photo D. LOIZEAU)

Au début du XX^{ème} siècle, de 1906 à 1928, la commune de Rochetrejoux a vécu au rythme de l'exploitation de la stibine, un minerai d'antimoine. En effet, son sous-sol était riche d'un filon de ce métalloïde que l'on travaillait dans une fonderie construite à partir de 1907.

La Société des Mines d'Antimoine de Rochetrejoux, créée pour l'occasion, exportait partout en France et à l'étranger les produits de la fonderie (régule et oxyde d'antimoine principalement) vers les usines qui les utilisaient pour fabriquer des munitions de guerre, des alliages divers, des substances ignifugées (peintures, céramique, fuselage entre autres).

De cette exploitation minière d'importance mondiale à l'époque, il ne reste que le carreau de la mine en friche, des documents d'archives, des bâtiments réhabilités, des ruines et des souvenirs de mineurs transmis de génération en génération.

En 2021, les élus de Rochetrejoux et quelques passionnés, ont décidé de mettre en valeur ce patrimoine géolo-

gique, minier et industriel afin d'ancrer cette histoire dans les souvenirs des habitants de la commune, des générations futures et de tous ceux qui s'intéressent à ce patrimoine. Pour ce faire, un sentier pédestre, jalonné de 32 panneaux richement illustrés de photos et de documents d'archives a été mis en place en 2022.

Le 19 mars 2023, l'Association Vendéenne de Géologie se rend de bon matin au départ du sentier de la mine, place Stanhope de la Débutrie.

L'antimoine, un matériau recherché pour ses propriétés.

L'antimoine, dont le symbole chimique est **Sb (Stibium)**, fait partie du groupe Vb de la classification périodique des éléments (numéro atomique 51, masse atomique 121,75), en compagnie de l'arsenic et du bismuth.

Il se présente sous forme d'un métal blanc brillant, légèrement bleuté, de densité 6,7 à l'état pur, très cassant (fragile), dont les températures (pour une pression de 1 atmosphère) du point de fusion et d'ébullition sont respectivement de 670°C et environ 1300°C, valeurs relativement basses pour des corps métalliques.

Les teneurs moyennes dans l'écorce terrestre sont faibles, de l'ordre de 0,2 g/tonne (environ 10 fois moins que l'arsenic, mais 4 fois plus que l'or). Son expression dans des gisements, soit à l'état natif, soit (surtout) sous forme de minerais divers (principalement la **stibine**), nécessite donc un facteur de concentration important, induit pour l'essentiel par la cristallisation magmatique. L'antimoine est très facilement transporté par les fluides « hydrothermaux », issus de la cristallisation des magmas, si bien que les minéraux riches en antimoine se rencontrent surtout dans des **filons**, parfois fort éloignés de la source magmatique. L'antimoine est souvent associé au mercure, plus rarement à l'or.

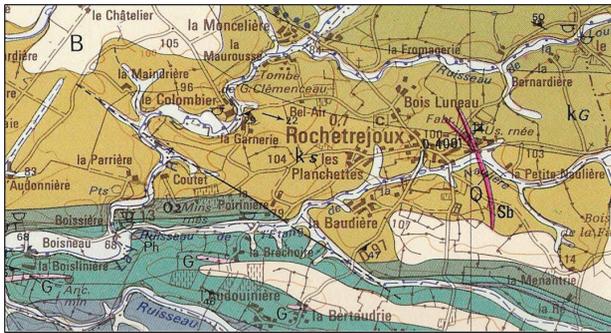
Au XV^{ème} siècle la découverte de la dureté de l'alliage Plomb/Antimoine a marqué un progrès essentiel pour l'humanité, mais fut bientôt suivie d'applications moins glorieuses (balles de fusils, plombs de chasse, obus, bombes, etc...)

Le nom « antimoine » viendrait d'un essai malheureux d'un moine allemand prénommé Basile Valentin qui, après avoir constaté l'effet bénéfique de potions antimoniées sur les pourceaux du couvent, voulut en faire profiter ses confrères et les fit tous passer à trépas. Au début de ce siècle, on trouvait encore des pilules « éternelles » d'antimoine pur, souveraines contre la constipation et, consciencieusement nettoyées, récupérables après usage ! Actuellement, on utilise surtout l'antimoine pour ses propriétés antioxydantes (batteries électriques), dans l'industrie des céramiques, comme pigment, dans des alliages « antifriction », pour imiter l'argent (« métal anglais »), pour la vulcanisation du caoutchouc, pour le conditionnement des matières plastiques, et même pour la révélation des empreintes digitales dans les enquêtes criminelles.

Il s'agit donc d'un métalloïde important, qui n'a certes pas la valeur stratégique du tungstène, du nickel ou des métaux précieux, mais qui reste indispensable à la civilisation moderne.

Origine et affleurement de la stibine de Rochetrejoux.

L'essentiel des ressources minières de la feuille de Chantonay est représenté par le minerai d'antimoine, appelé stibine.



- KG : Cambrien - Formation des Gerbaudières
- Ks : Cambrien supérieur probable - Formation de Bourgneuf
- O₂ : Arénigien - « Grès armoricain »
- G : Ordovicien moyen à Silurien - Grès pyriteux
- Ph : Ordovicien moyen à Silurien - Phtanite
- Sb : antimoine
- Q : filon de quartz minéralisé

Extrait de la carte géologique de Chantonay au 1/50000^{ème} - BRGM

Le filon de Rochetrejoux se situe en totalité dans les formations cambriennes datées d'environ -500 Ma, de direction sensiblement Nord-Sud et à pendage Est. Sa mise en place est liée à des mouvements dextres probablement à la fin des temps hercyniens vers -305 Ma (Marcoux et Fouquet 1980).

La stibine occupe une fracture plus ou moins large ayant un pendage Est. Elle est souvent accompagnée de quartz et s'y trouve présente avec un taux d'antimoine qui peut varier.

On raconte que c'est un agriculteur qui, en curant sa mare, découvre le premier un morceau de stibine. Mr Morisset, ingénieur des mines de la Ramée au Boupère, une commune voisine, entreprend des travaux de recherche le 1^{er} août 1906.

Le 03 novembre 1906, Mr Morisset sollicite une concession pour antimoine et minéraux connexes sur la commune de Rochetrejoux. Le 04 décembre 1907, c'est l'admission définitive du périmètre de la concession, les opposants sont déboutés dont Mr. De la Débutrie.

Le procès-verbal de bornage est signé le 18 janvier 1910 et la surface totale est de 517 ha environ.

Des bornes en granite sont implantées aux cinq coins de la concession.

L'exploitation de la stibine de Rochetrejoux.

Le 1^{er} février 1911, la réunification des concessions du Boupère (1311 ha) datée du 18 août 1883 et de celle de Rochetrejoux (517 ha) datée du 14 mai 1908 est actée sous le nom de la Société Anonyme des Mines d'Antimoine de Rochetrejoux, domiciliée au 29 rue Taitbout à Paris. Cette Société communique et fait de la publicité sur les produits issus de l'exploitation de la stibine.

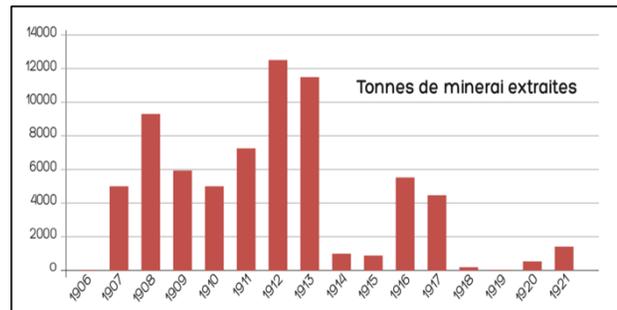


La borne « E » qui était implantée à la Maurousse (Collection G. BLANCHARD - Photo D. LOIZEAU)

Le 02 octobre 1906, Mr Morisset publie les pourcentages suivants pour l'analyse d'un échantillon de stibine :

Silice : 14,94 %	Soufre : 25,17 %
Antimoine : 58,82 %	Fer : 1,04 %

Les années suivantes, les quantités de minerai remontées vont varier avec un pic important en 1912, culminant à un peu plus de 12 000 tonnes.



La richesse du minerai en stibine (Sb) varie aussi suivant son site d'extraction dans le filon.

Pour l'oxyde d'antimoine, la poudre blanche est transportée dans des tonneaux visibles sur la photo page 5.

Concernant le régule, il est expédié sous forme de plaques de 3 dm³, pesant 20 kg chacune car l'antimoine y est presque à l'état pur (densité = 6,7 soit 6,7 kg au dm³ !).



Morceau de régule d'antimoine (345 cm³ – 2312 g) - (Collection D. LOIZEAU)



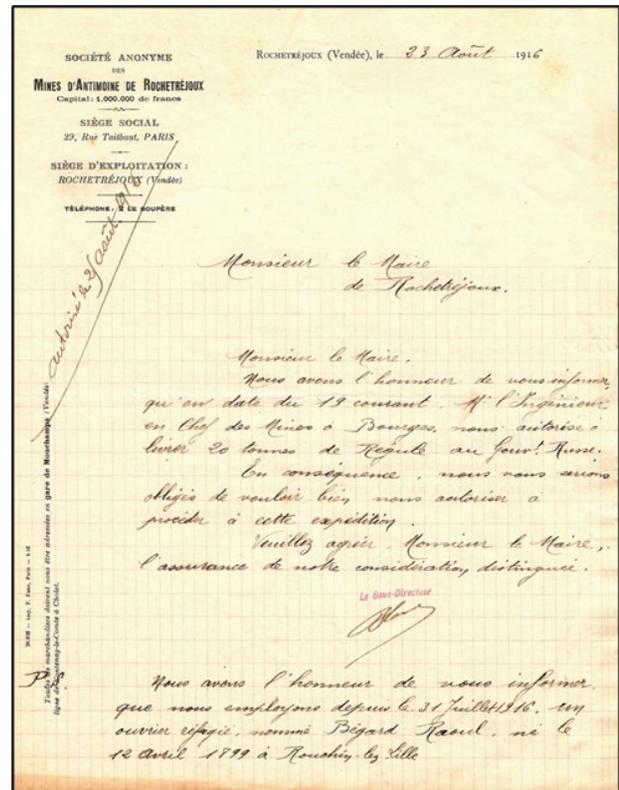
Les alentours du puits Marze avec le minerai (stibine) et les tonneaux pour le transport de l'oxyde d'antimoine (Collection G. BLANCHARD)

Une exploitation d'antimoine d'importance mondiale au début du XX^{ème} siècle.

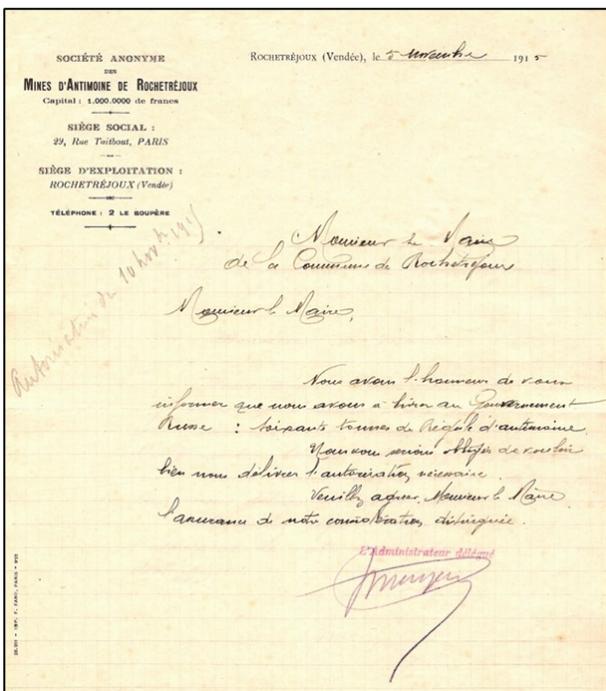
La Société Anonyme des Mines d'Antimoine de Rochetrejoux expédie ses produits issus de la stibine vers différentes industries françaises.

Pour chaque expédition, la société demande par courrier une autorisation au maire de la commune de Rochetrejoux. Ce document précise les produits impliqués, la destination finale et la gare de Mouchamps comme site d'embarquement.

de l'Est, les Fonderies-Aciéries, Penhard-Levasson de Maison-Alfort, les constructions navales de Cherbourg et de Toulon, les Forges de Basse-Indre, la compagnie française du Dahomey, l'école de pyrotechnie de Bourges et les établissements Schneider du Creusot.

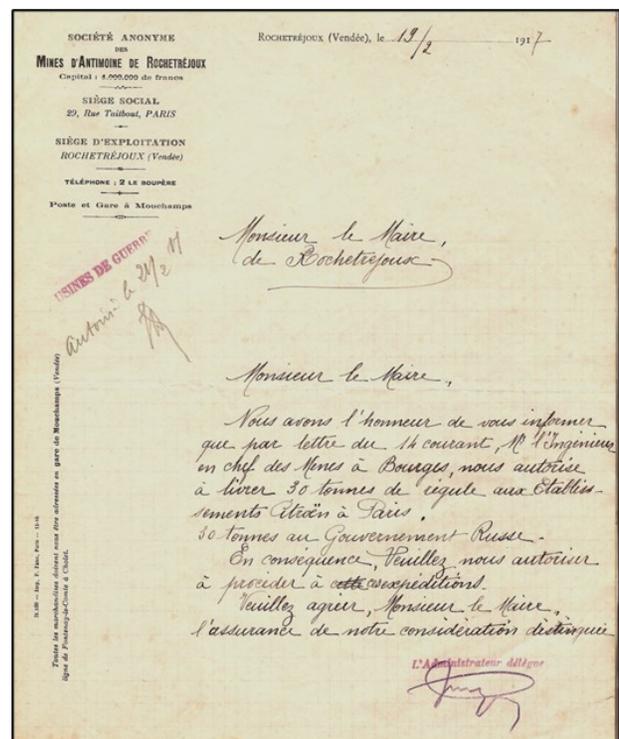


Courrier daté du 23 août 1916 pour autorisation d'expédition (Archives de la mairie de Rochetrejoux)



Courrier daté du 5 novembre 1915 pour autorisation d'expédition vers la Russie (Archives de la mairie de Rochetrejoux)

Ainsi les produits issus de la fonderie sont expédiés vers de nombreux sites industriels français comme les Forges de Nantes, la cartoucherie de Valence, les établissements Citroën, les Compagnies des chemins de fer du Midi et



Courrier daté du 19 février 1917 pour autorisation d'expédition de régule d'antimoine destiné aux usines de guerre (Archives de la mairie de ROCHE TREJOUX)

Cette société exporte aussi ses produits issus de la fonderie vers différents pays.

Ainsi, l'Italie, l'Angleterre et la Russie sont souvent cités comme en témoignent les documents d'archives de la mairie de Rochetrejoux.

Souvent considéré comme un élément durcissant dans les alliages comme ceux à base de plomb, il a été utilisé et est encore utilisé dans divers alliages pour l'artillerie servant à la fabrication des balles et grenailles de cartouches de guerre.

La première guerre mondiale fut une grosse consommatrice de régule d'antimoine qui est expédié vers les usines de guerre et parfois réquisitionné. Il servait notamment à la fabrication des obus Shrapnel.



Les adhérents de l'AVG devant l'un des panneaux du sentier de la mine

Un personnel régi par la loi du 29 juin 1894.

Les ouvriers et mineurs des mines d'antimoine de Rochetrejoux avaient des droits et des avantages autorisés par la loi du 29 juin 1894. Ainsi, des élections pour la défense des personnels travaillant dans la mine étaient organisées et faisaient l'objet de discussions syndicales revendicatives.



Affiche électorale signée par le préfet Alfred BAFFREY (Archives de la mairie de Rochetrejoux)

La provenance géographique des ouvriers français.

Nécessitant beaucoup de main d'œuvre, la Société Anonyme des Mines d'Antimoine de Rochetrejoux emploie beaucoup de personnes de Rochetrejoux, des communes alentour et plus éloignées. Les ouvriers et employés travaillent au fond ou au jour à la mine d'antimoine de Ro-

chetrejoux. Les personnes occupées à l'exploitation sont des rouleurs, des boiseurs, des pompiers, des conducteurs, des administratifs, etc...

Chaque mineur au fond dépèle 1/2 m² / jour et fournit 400 à 1200 kg de minerai brut par jour, soit 600 kg / jour en moyenne.

Ainsi des travailleurs viennent des communes alentour comme le Boupère, Saint-Prouant, Mouchamps, Ardeley, Saint-Paul-en-Pareds, Sainte-Cécile, Pouzauges, Chavagnes-les-Redoux, Monsireigne, la Flocellière...

D'autres viennent de communes plus éloignées et hors département de la Vendée comme Saint-Mesmin, Montournais, Faymoreau, Marillet, Noirmoutier, la Chaize-Vicomte, Saint-Laurs, Paris, Védène, Ranck (Pas-de-Calais), Hénin-Liétard, Fayesais, Sault, Creil, Rouvray, Robiac, Oulures, Fenioux ...

Liste Nominative des Ouvriers et Employés occupés aux Mines de Rochetrejoux au Janvier 1915

Commune de Rochetrejoux

Noms & Prénoms	au Fond ou au jour	Noms & Prénoms	au Fond ou au jour
Armande Aphonse	Fond	Marchand Joseph	Fond
Aurélien Vioy	Fond	Nauguier Vioy	"
Bouffard François	"	Chéty Jean	"
Bouvier Eugène (jeu)	Fond	Paquet Louis	"
Bouvier François	Fond	Petit Auguste	"
Bouvier Nestor	"	Renault Antoine	"
Bural Triph	Fond	Sabat Auguste	"
Boismichel Jules	Fond	Rouillon Georges	Fond
Costant François	"	Sartre Aphonse	Fond
Emilien Auguste	"	Edet Jean	Fond
Esther Vioy	Fond	Ursinovich Chiphil	"
Dumas Vioy	Fond	Vioy Auguste	Fond
Filley Jean	"	Vioy Alexandre	Fond
Fortier Alexandre	Fond	Souffranchet	Fond
Furet François	"		
Guillot Marcel	Fond		
Grégoire Jean	"		
Guézenon Victor	Fond		
Hély Louis	"		
Jacques César	Fond		
Jacques Louis	Fond		
Jacques Jules	Fond		
Jichal Louis	"		

Liste nominative des ouvriers et employés en 1918 (Archives de la mairie de Rochetrejoux)

Des étrangers embauchés à la mine de Rochetrejoux.

La main d'œuvre étrangère, polonaise et espagnole, est bien représentée aux Mines d'Antimoine de Rochetrejoux dans les années 1920-1924. Ces Polonais sont domiciliés à Rochetrejoux et au Boupère pour la plupart. Certains ne font que passer, d'autres sont restés plusieurs années.

Au moment de la Grande Guerre, des réfugiés belges et des prisonniers allemands sont embauchés à la mine. Dès 1916 la Société Anonyme des Mines d'Antimoine de Rochetrejoux fait une demande d'utilisation de 30 prisonniers de guerre pour des travaux d'abattage d'arbres en forêt, de labourage et de terrassement.

La société demande à la mairie de la commune un cantonnement pour loger ces prisonniers. Ce cantonnement est situé à la Maison Neuve.

L'emploi de cette main d'œuvre particulière est très encadré et répond à un cahier des charges très strict établi par le Général E.Ruffey de la XI^{ème} région militaire et le préfet A.Tardy.

Voici quelques extraits du cahier des charges.

La commune assurera la nourriture du sous-officier allemand et des prisonniers malades, exempts de service ou au repos, par suite d'intempéries ou de fête.

IV.- NOURRITURE.- L'employeur se charge de nourrir les ouvriers qu'il occupera ; l'alimentation se fera dans les conditions suivantes :

Pain : 600 grammes par jour (autant que possible du pain de seigle) .-

Aliments carnés : 610 grammes par semaine, sans que cette quantité puisse être dépassée.

Légumes : sans limitation.

I^{er}.- Un logement (écurie, remise, grange , fagotier) suffisant pour les vingt hommes et tel qu'une seule sentinelle

Il sera fourni de la paille pour les prisonniers (5 kilos) et des planches pour la garde (ou matelas) et le sous-officier allemand. La paille sera changée tous les 15 jours.

VI.- Salaires. - Pour les prisonniers nourris par l'employeur, 0,74 par journée de présence ; 0,30 de paille pour la cuisine et 0,44 de farine servant à l'écuelle, lesquels il faut ajouter 0,10 le montant de poche pour chaque jour de travail effectif, soit au total 0,74 par journée de travail.

Si les employeurs souhaitent augmenter le chiffre de poche pour encourager les prisonniers à bien travailler, ils le pourront, mais sans dépasser 0,20, soit au maximum 0,40.

Quelques extraits du cahier des charges concernant les prisonniers de guerre allemands (Archives de la mairie de Rochetrejoux)

Le carreau de la mine, d'hier à aujourd'hui.

20 Le carreau de la mine d'antimoine

Après le développement du site de Rochetrejoux en centre-ville, une mine en 1906, le 1^{er} puits de la mine de la mine d'antimoine, également appelée mine de la Mine ou Mine d'Antimoine, est exploitée par la Société des Mines de la région de la Mine.

Le 28 janvier 1907, un second puits est creusé au nord du premier puits, le puits n°2, à une profondeur de 100 mètres. En juin 1907, 320 mètres de galeries sont tracés à -10 mètres et le puits principal ou puits neuf est approfondi jusqu'à -30 mètres, l'épaisseur du filon est de 3 mètres vers le Nord et 2 mètres vers le Sud.

Actuellement, on observe encore deux zones de zone d'exploitation et les vestiges de l'exploitation et des bâtiments annexes.

Plan du carreau et des galeries FOCUS SUR LES BÂTIMENTS DE LA MINE

Légende des galeries

- Galeries principales
- Galeries secondaires
- Galeries de service
- Galeries de ventilation
- Galeries de transport
- Galeries de drainage
- Galeries de ventilation
- Galeries de transport
- Galeries de drainage

Chaque galérie est dotée d'un puits de ventilation.

Panneau du sentier patrimonial à l'entrée du carreau de la mine (Conception « Les pieds sur Terre » - D. LOIZEAU)

Le carreau de la mine comporte deux zones :

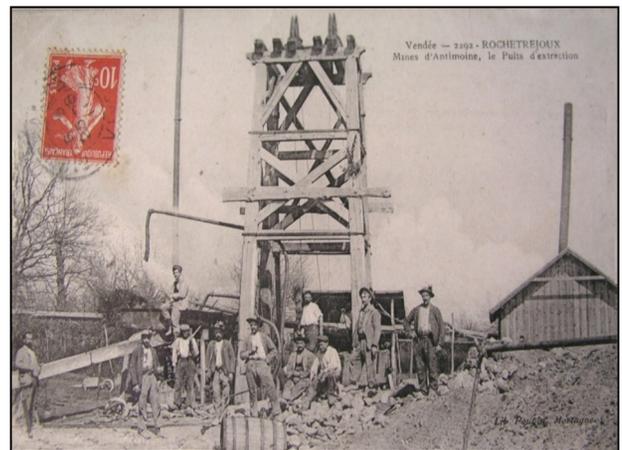
- une zone en friche au niveau de laquelle étaient localisés les deux puits, reliés aux travers-bancs et aux galeries d'exploitation,
- une zone occupée par les bâtiments d'exploitation et administratifs encore en place et réhabilités ou bien rasés.

• L'emplacement des puits et des galeries d'exploitation

Le site ayant été à l'abandon depuis quelques dizaines d'années reste en friche et a été en partie sécurisé par la démolition très récente (janvier 2023) de la fonderie. Une petite rétrospective s'impose donc avant la visite.

Le 1^{er} août 1906, Mr Morisset, ingénieur des mines de la Ramée au Boupère entreprit des travaux de recherches. Après la découverte du gisement, ces travaux de recherche débutèrent rapidement et furent promptement menés.

Quelques tranchées de surface permirent de reconnaître l'extension du filon et un puits de recherche fut implanté dans le plan du filon. Le 20 août 1906, le creusement du premier puits débute et le filon est visible à 5 mètres et fait 2 mètres d'épaisseur. Ce premier puits, sous le nom de **puits Marze**, servit dès 1908 à l'extraction du minerai jusqu'au niveau -30 mètres.



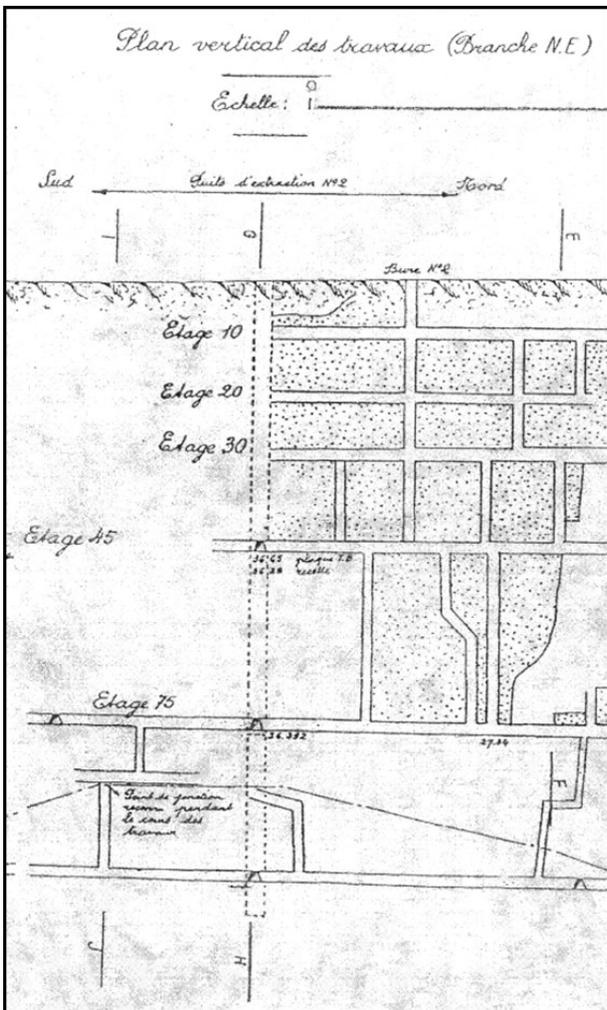
Le puits Marze (Collection G.BLANCHARD)

Devant l'importance et la richesse du gîte, le 28 janvier 1907, le fonçage d'un second puits dit Puits n°2, ou **puits Neuf**, au Nord du premier, fut implanté. 75 ouvriers travaillent en trois postes de 8 heures au fond et au jour. Il desservait les niveaux -30, -45, -75, -100. En juin 1907, 320 mètres de galeries sont tracés à -10 mètres et le puits principal ou puits neuf est approfondi jusqu'à -30 mètres, l'épaisseur du filon est de 3 mètres vers le Nord et 2 mètres vers le Sud.

Le rapport d'exploitation du 27 décembre 1907 mentionne 600 mètres de galeries creusées.



Le puits Neuf de l'époque
(Photo G. BLANCHARD)



Plan vertical des travaux à proximité du puits Neuf
(Document G. BLANCHARD)

Un puits dit **puits Girardet** est creusé pour l'aération, deux cheminées d'aéragé sont établies entre les niveaux -10 et -30 mètres. On extrait plus de 4000 tonnes de minerai par défilage. Le **dépilage** permet de faire tomber le minerai entre deux galeries pour le ressortir ensuite par le puits central.

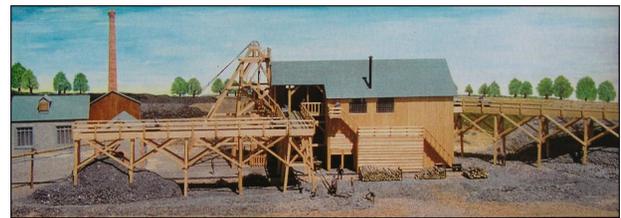
En 1929, une tentative d'approfondissement jusqu'au niveau -130 échoue par suite de la dureté de la roche.

Le niveau -130 est alors reconnu par une bure partant du niveau -100. Ce n'était qu'un niveau de recherche destiné à aller reconnaître une possible intersection des deux branches Nord du filon.

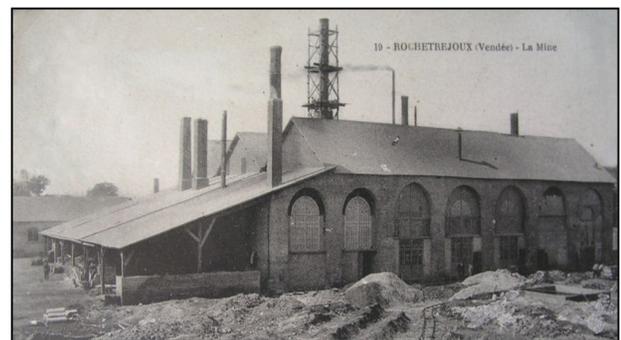
Jusque vers les années 1990, une grande partie du carreau de la mine est occupée par les déblais de stérile appelés « crasses » au travers desquels on trouvait facilement quelques échantillons de stibine. Ces déblais ont été vendus par le propriétaire du terrain comme matériau de remblai et aujourd'hui il ne reste que quelques monticules. Quelques échantillons intéressants de stibine et autres restes, issus de la fonderie de l'époque, sont découverts par les membres de l'association.

Actuellement il ne reste pas grand-chose de visible en surface, mis à part quelques effondrements très localisés de galeries. Les deux puits ont été obstrués à la fin des travaux. Cependant, la dalle du puits Neuf mise en place après les travaux de recherche des années 70, tomba partiellement dans le puits, ce dernier est alors comblé de divers matériaux pour des raisons de sécurité évidentes.

• **Les bâtiments d'exploitation du minerai.**



Vue d'ensemble de la maquette du puits Neuf et ses cheminements pour la stibine et les stériles
(Collection G. BLANCHARD)



L'usine de Rochetrejoux en activité
(Collection G. BLANCHARD)

En 1908, on décide l'installation d'une fonderie pour traiter le minerai. Le minerai après triage (scheidage) est passé aux fours à grillage de différents types : 2 fours à oxyde, 4 fours à régule, 1 four de grillage des fines, 1 four à crudum.

Le minerai d'antimoine ou stibine était traité de différentes façons afin d'obtenir divers produits commercialisés.

Le sulfure fondu est d'usage le moins répandu car d'un commerce moins important. Il est en effet utilisé surtout par les artificiers dans l'industrie pyrotechnique, pour la fabrication de certaines allumettes et dans l'élaboration de certaines peintures destinées à l'émaillerie.

Le sulfure fondu s'obtient en fondant la stibine dans un four à réverbère servant à la réduction de l'oxyde. On ne récupère que la coulée de la partie inférieure, la partie supérieure étant constamment oxydée.

Le régule du commerce est l'antimoine métal qui est utilisé pour la confection de divers alliages avec le plomb auquel il apporte sa dureté. Alliage blanc, la proportion d'antimoine est de l'ordre de 8 à 10% pour les alliages pauvres, de 15 à 25% pour les alliages antifriction utilisés dans l'industrie mécanique et l'artillerie. Ce régule est encore utilisé aujourd'hui dans l'imprimerie, dans la fabrication des plaques d'accumulateurs, dans certaines soudures ainsi que dans la fabrication de poteries.

Le régule peut être obtenu de deux façons :

- par un traitement direct avec précipitation par le fer (méthode anglaise), c'est un procédé réservé aux minerais riches.
- par un traitement au grillage volatilisant, utilisé dans le cas des minerais moins riches (c'était le cas de notre région). Le régule était alors livré en pain de 20 kg.



Morceau de régule d'antimoine (237 cm³ – 1586 g)
(Collection D. LOIZEAU)

Les oxydes d'antimoine en poudre sont principalement utilisés en verrerie pour purifier les verres, dans l'industrie des matières plastiques pour ignifuger les produits, dans l'industrie du caoutchouc pour le rendre plus élastique (vulcanisation).

On l'utilise également dans la fabrication des encres, dans certains produits pharmaceutiques, dans la réalisation de certaines peintures blanches, dans la coloration d'émaux et de céramiques et enfin, pour la charge des soies dans l'industrie textile.

L'oxyde d'antimoine est obtenu par grillage. La commercialisation se faisait en tonneaux de bois estampillés avec un logo indiquant la provenance et le type d'oxyde.



Estampille métallique pour le marquage des tonneaux d'oxyde d'antimoine
(Collection G. BLANCHARD)

La production de minerai tout venant est importante dans les années qui suivirent le fonctionnement de l'usine jusqu'en 1913. En 1914 la mobilisation pour la « Grande Guerre » fait chuter l'extraction à 1000 tonnes au lieu des 12000 tonnes dans l'année 1912.

En 1918 et 1919, les travaux d'extraction sont stoppés et reprennent en 1920, puis s'arrêtent à nouveau le 15 septembre 1921. À cette date, l'usine ne fonctionne que pour la fabrication de peinture, cette dernière ayant servi à peindre la Tour Eiffel (une référence de cette peinture a été trouvée dans le sous-sol de cet édifice).

En 1924, l'exploitation très réduite ne se fait plus qu'entre les niveaux -100 et -75 mètres. L'exploitation du minerai semble épuisée, l'administration de la mine recherche dans d'autres parties de la concession des terrains plus riches.

En décembre 1924, la visite du subdivisionnaire accompagné du chef mineur indique très peu de minerai exploitable. Il a été cependant retiré 780 tonnes de minerai. Durant cette même année, la production de l'usine est de 200,3 tonnes d'oxyde blanc et de 39,5 tonnes de peinture. La quantité d'eau pompée pendant l'année est de 108 000 m³.

En avril 1926, les travaux d'exploitation poursuivis dans la concession de Rochetrejoux sont terminés, le gisement exploité est épuisé tant en direction qu'en profondeur.

En octobre 1938, la conclusion du rapport MOUCHET demande que des procédés électriques soient utilisés pour permettre une prospection plus fine afin de trouver de nouveaux niveaux encore inconnus.

En 1940, le personnel de la manufacture des munitions françaises se replie à Rochetrejoux et l'usine est mise au pillage. Les tôles ondulées des toitures sont troquées aux paysans contre du beurre et le minerai est vendu comme matériaux d'empierrement pour les chemins ruraux (de 5 à 20 francs la charretée à l'époque !).

Le 24 septembre 1945, la Société Mercure (Chamalières - Puy de Dôme) achète tout le matériel, minerai et sous-produits à la société de Rochetrejoux. Immédiatement le démontage commence et le matériel est expédié à l'usine de Brioude. L'acheteur pensait trouver 8000 tonnes de minerai, mais 41 tonnes seulement sont expédiées ! L'usine désaffectée est complètement vidée de son matériel et n'est plus qu'une suite de bâtiments en mauvais état. Dans les années 60, une entreprise de travaux agricoles rachète les bâtiments.

Depuis, de nombreux vestiges des bâtiments étaient encore bien visibles : l'usine, le réservoir d'eau, les laboratoires, les restes de la centrale électrique. Mais après le rachat du site par la mairie, la démolition de ces bâtiments est entreprise en janvier 2023 pour sécuriser le site. Il ne reste actuellement que l'atelier de peinture, les anciens magasins, les bureaux de la direction, la conciergerie, les logements pour les porions (= les contre-maîtres) et la maison du directeur. Ces constructions sont actuellement réhabilitées en maisons d'habitation.



Le site après la démolition de janvier 2023
(Photo D. LOIZEAU)



La façade Sud de la fonderie avant sa démolition
(Photo D. LOIZEAU)



Les membres de l'AVG sur le site de démolition
(Photo J. CHAUVET)

Les différentes prospections pour rechercher de la stibine à Rochetrejoux.

À partir de 1906 plusieurs prospections se succèdent à la recherche de nouveaux filons.

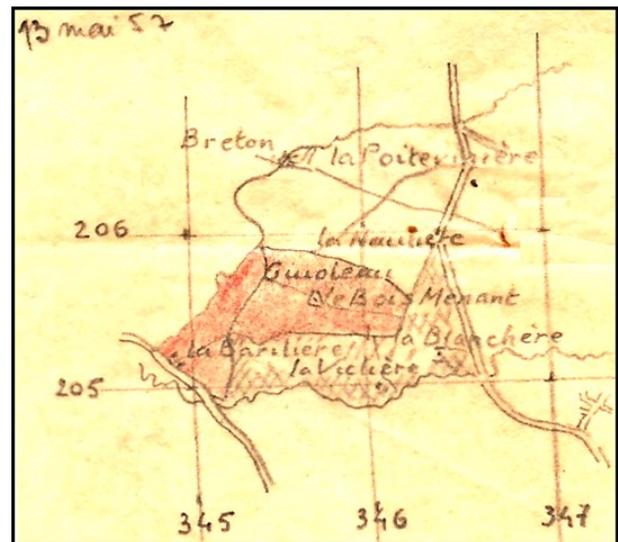
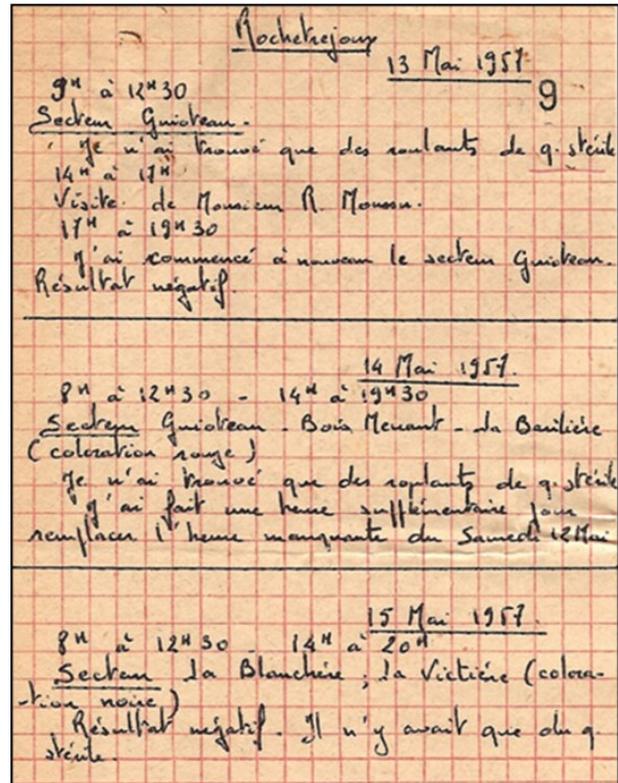
Ainsi des prospections sont entreprises à différents moments. Les premières se déroulent pendant la période d'exploitation, et d'autres après l'arrêt de l'exploitation lorsque le prix de l'antimoine augmente sur le marché.

La première prospection de surface est une recherche du minerai réalisée par des fouilles en direction du Sud de la commune en 1916.

Parmi les prospections de surface, on peut relater la prospection marteau menée au cours des années 1957/1959. Il s'agissait de repérer des morceaux de roches en surface contenant de la stibine visible à l'œil nu (voir les deux documents ci-contre).

En 1967, une campagne de prospection électrique est menée sur Rochetrejoux, consécutive à l'augmentation brutale du cours de l'antimoine et en vue d'une extension possible de la concession vers le Sud.

Deux méthodes sont utilisées : la traîne combinée et la méthode du dipôle. Ces techniques permettent de mettre en évidence les principales fractures dans le sous-sol et donc indirectement la présence des filons figés dans ces fractures. Ceci est confirmé pour les restes de filons encore en place et non exploités.



Compte-rendu d'une prospection marteau menée par Mr BIRON dans le secteur Guioseau - Bois Menant - Barillière - Blanchère - Victière en mai 1957
(Photo D. LOIZEAU - BRGM)

En 1968, le cours de l'antimoine augmente énormément sur le marché mondial, les travaux de surface des deux années précédentes ne permettent pas de conclure définitivement. On décide donc un dénoyage de la mine avec examen des niveaux - 45 et - 75 mètres.

Le rapport A. Bambier souligne qu'à cette profondeur, il ne reste aucun espoir de découvrir dans les vieux travaux, des zones à teneurs intéressantes à exploiter. Le cours de l'antimoine étant toujours aussi soutenu, en 1970, on décide donc d'explorer les niveaux -75 et -100 mètres qui offriraient plus d'intérêts avec des travaux neufs au niveau -100 mètres.

Les travaux montrent que le filon se propage vers le Sud à 160 mètres au-delà des anciens travaux et qu'il présente des teneurs exploitables à 3,5% sur 22 mètres. Mais, souligne le rapporteur, il faudrait de nouvelles investigations avec de nouvelles méthodes géophysiques, très fines, pour explorer en profondeur, avant de commencer de coûteux travaux d'exploitation (voir Document 1, p.12).

Une campagne d'exploration est programmée dans les années 1972/1974 en partenariat avec le CEA et le BRGM sur le secteur de Rochetretjeux et du Boupère pour mettre un terme aux recherches menées depuis quelques années. On utilise alors, en plus de la prospection marteau, la géochimie (analyse d'échantillons), la prospection électrique détaillée (comme pour rechercher l'uranium), les sondages percutants et rotatifs.

Le rapport A. Poughon indique en 1972/1973 que les résultats sont positifs sur Rochetretjeux-Sud, les structures filoniennes mises en évidence par le BRGM sont bien repérées par la résistivité, mais des zones méritent un complément de recherche. Une lentille de minerai semble exister à -15 mètres sur une longueur de 80 à 110 mètres. Par contre, les résultats sont négatifs sur Rochetretjeux-Nord.

Entre décembre 1973 et janvier 1974, la géophysique donne des indications intéressantes, mais les sondages percutants sont négatifs sauf dans la partie Sud où il existe une lentille d'extension réduite. Dans ces conditions, la prospection sur Rochetretjeux devra être abandonnée.

En mars 1974 le rapport Dumas confirme que les résultats des différentes explorations sur Rochetretjeux sont globalement décevants, mais qu'il faudrait envisager des travaux complémentaires pour explorer davantage quelques indices positifs.

Enfin, en 2015, une société écossaise, SGZ France, demande un avis de permis exclusif de recherches de mines d'antimoine, d'or, d'argent et autres substances connexes sur une surface de 303 km². Ce permis appelé « PERM VENDRENNES » (Permis Exclusif de Recherche de Mines « Vendrennes ») concerne plusieurs communes du secteur dont celles de Rochetretjeux, le Boupère et Vendrennes (voir Document 2, p. 12).

Avec de nouvelles méthodes d'investigation très modernes, la société espère bien repérer de nouveaux gisements et notamment de la stibine sur Rochetretjeux. En 2017, le projet de cette société est abandonné.

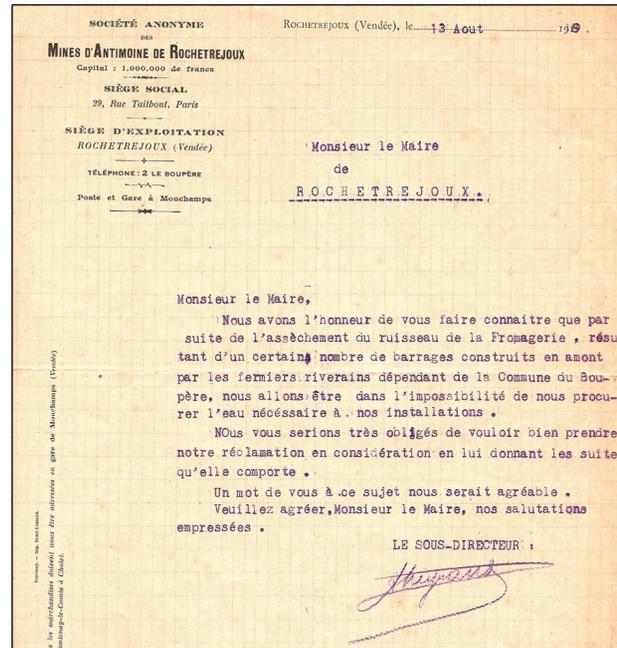
L'importance de l'eau au moment de l'exploitation de la stibine.

Au moment de l'exploitation minière à Rochetretjeux, l'eau était souvent un sujet d'actualité.

En effet, pour pouvoir travailler dans les galeries, il fallait vider l'excès d'eau qui arrivait en permanence dans tout le réseau. Ainsi en mai 1910, le puits principal atteint la profondeur de 71,5 mètres, (c'est un puits de 3 x 3 mètres soit 2,6 x 2.6 mètres utiles) et le volume d'eau pompée est important : 280 m³/jour l'été et 750 m³/jour l'hiver.

Cette eau, rejetée dans le ruisseau de l'Étang à proximité du carreau, fait peser des risques de pollution de la nappe phréatique dans laquelle plusieurs fontaines municipales puisent de l'eau pour la population.

Quelques courriers échangés entre la mairie et la direction de la mine témoignent de cette inquiétude.



Courrier du 13 août 1918
(Archives de la mairie de Rochetretjeux)

La Société Anonyme des Mines d'Antimoine de Rochetretjeux utilise aussi beaucoup d'eau pour laver le minerai et pour les besoins des chaudières. Cette eau est puisée dans le ruisseau de la Fromagerie (ruisseau de la Louisière) et celui de l'Étang (passant à la Petite Nauillère, et dans la partie Sud du bourg à la limite du lotissement actuel des Platanes). Cette eau était en partie stockée dans une réserve appelée « château d'eau » dont il ne reste que la base actuellement.



**Le « château d'eau » près de la fonderie
avant sa démolition en 2023**
(Photo D. LOIZEAU)

Quelques courriers attestent des tensions entre la société et la mairie concernant la prise d'eau dans les ruisseaux.

Du lithium à Rochetrejoux !

Le sentier de la mine qui traverse les restes de ce passé minier permet aussi de rencontrer dans le bourg un granite bien particulier : le granite albitique à colombite-tantalite et topaze des Chatelliers-Châteaumur qui renferme un mica blanc riche en lithium, la zinnwaldite, et facilement reconnaissable grâce à sa couleur claire et à son aspect moucheté dû à la présence de nombreuses taches de rouille (voir bulletin n°22 de l'AVG, page 78).

En effet, le support du vitrail de l'église, les piliers de l'entrée actuelle de l'école des tilleuls ainsi que ceux de l'entrée du parc du Logis contiennent des blocs taillés dans ce granite. On retrouve ce même granite dans tous les encadrements des ouvertures de ce Logis et dans quelques blocs des ouvertures du château de la Débutrie en direction du Boupère.



*Le château de la Débutrie à Rochetrejoux avec quelques blocs de granite des Chatelliers-Châteaumur
Façade Sud du château - Pierres de taille en granite des Chatelliers-Châteaumur de quelques ouvertures
(Photo D. LOIZEAU)*

Pour en savoir plus : « Compléments sur l'origine des filons d'antimoine de la Vendée » page 23

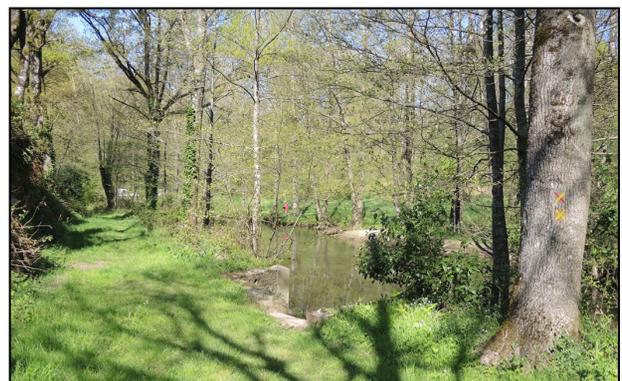
Arrêt 2 : La carrière de Boissière

Le fond de la carrière : les « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie »

a) Description de l'affleurement



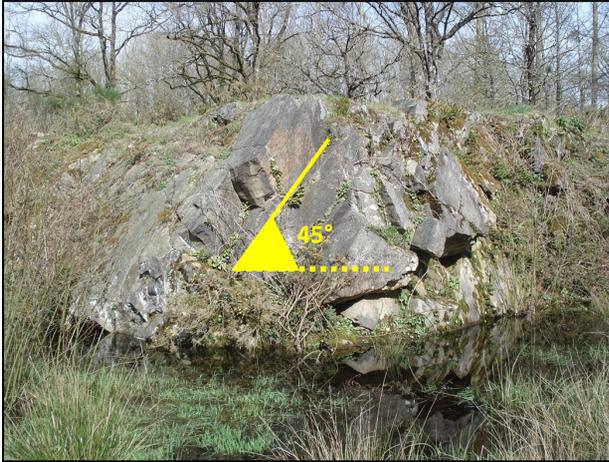
*Le Logis à l'entrée du bourg de Rochetrejoux montrant des blocs de granite des Chatelliers-Châteaumur
Façade Sud du Logis - Marches de l'escalier Sud - Piliers de l'entrée
(Photo D. LOIZEAU)*



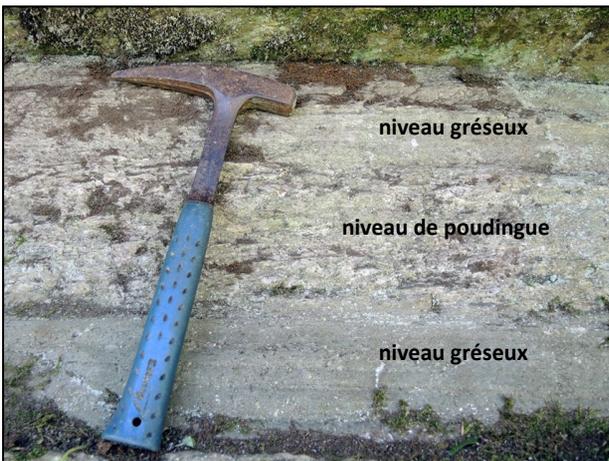
*Le Petit Lay
L'affleurement est à gauche du chemin.*

Tout au fond de la carrière, en bordure du Petit-Lay, l'affleurement présente, noyé dans un ensemble stratiforme à dominante gréseuse, quelques niveaux à petits galets de quartz blanc, pluricentimétriques qui font penser à de véritables dragées liées par une matrice siliceuse.

Les strates y sont pentées vers le S-O. Leur pendage est voisin de 45°.



Bloc de grès en place



Sur la hauteur du marteau, deux niveaux gréseux fins encadrent un niveau de poudingue.



Détail du niveau de poudingue à galets de quartz

b) Âge de la roche

Les roches que l'on voit ici ont été datées, de façon relative, de l'Arénigien (= Floien) c'est-à-dire de l'Ordovicien inférieur (de -480 à -470 Ma).

Elles appartiennent à la formation dite des « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie ».

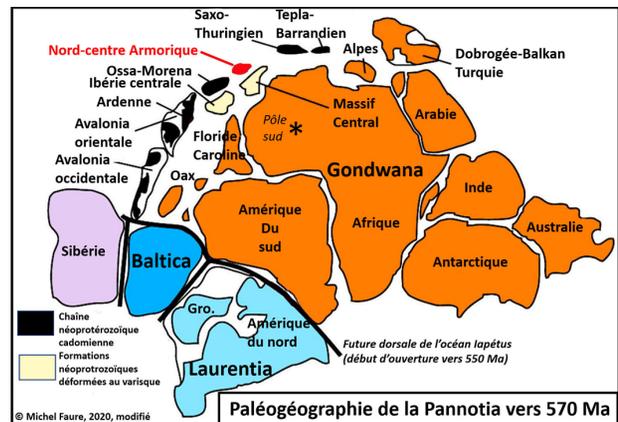
c) Paléogéographie et mode de formation

Ces niveaux de grès et de poudingue évoquent bien évidemment la mer !

À l'Arénigien, la mer occupait effectivement tout le Synclinorium de Chantonnay et le Bas-Bocage vendéen.

On peut rappeler brièvement ce qui s'est passé avant.

À la fin du Briovérien, il y a environ 570 Ma, suite à l'orogénèse panafricaine encore appelée cadomienne en Bretagne, tous les continents se sont regroupés en un super-continent : la Pannotia.



Document M. Faure d'après Linneman et al., 2007
Site Planet-Terre

Puis au début du Cambrien, la Pannotia commence à s'étirer, distension attestée par la formation de nombreux rifts :

- dans le domaine Sud-armoricain avec le rift du Choletais où un magmatisme bimodal se manifeste vers - 519 ± 10 Ma avec les rhyolites du Choletais (obsidiennes et ignimbrites associées) et l'ensemble hypovolcanique de Massais (gabbros) - Thouars (microgranite et rhyolites),
- et dans le domaine Nord-armoricain avec le rift du Maine, à Voutré, et la Formation des pyroclastites ignimbritiques de La Kabylie datée du Cambrien inférieur à moyen (-510 Ma).

Il en est de même en Vendée, mais un peu plus tard, à la limite Cambrien - Ordovicien avec un volcanisme bimodal important qui a permis la mise en place :

- dans le Synclinorium de Chantonnay, de nombreux filons de dolérite et les rhyolites et ignimbrites de la Châtaigneraie,
- et dans le Bas-Bocage, des rhyolites de Vairé et du sill basaltique de Talmont.

Les rifts continentaux qui se forment là où la lithosphère a été étirée et par conséquent amincie constituent donc des points bas topographiquement parlant. Ils sont alors envahis par la mer.

À l'Arénigien, la mer transgresse le rift vendéen (Synclinorium de Chantonnay + Bas Bocage vendéen) et

vient y déposer les « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie ».

Remarque : Une période d'érosion et d'altération a précédé le dépôt de ces grès et quartzites.

En effet, en certains endroits, la Formation des « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie » repose en discordance sur la Formation des « Ignimbrites de la Châtaigneraie » par l'intermédiaire d'un banc d'arenite arkosique.

Pourquoi le volcanisme bimodal est-il la signature d'un rifting continental ?

Les endroits où la lithosphère s'amincit sont en déséquilibre isostatique.

Ce déséquilibre isostatique, ce déficit de masse, est alors compensé par une remontée de l'asthénosphère.

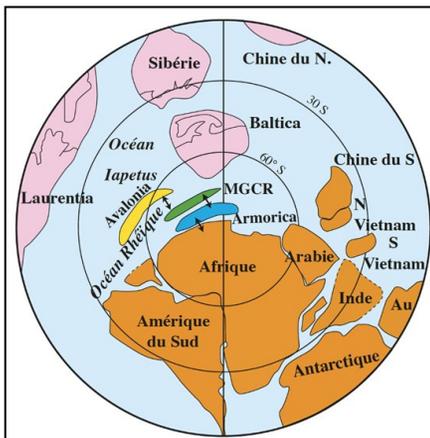
L'étirement lithosphérique se poursuivant, la lithosphère s'amincissant et l'asthénosphère remontant pour rétablir l'équilibre isostatique, la péridotite mantellique se rapproche de la surface. Par décompression adiabatique, elle commence alors à fondre partiellement pour donner un magma exclusivement basaltique à l'origine de sills basaltiques ou de filons de dolérite.

Ainsi se sont formés les sills basaltiques et les filons de dolérite du Synclinorium de Chantonnay et du Bas-Bocage.

L'accumulation de ce magma basaltique sous le « Moho » (underplating) peut également provoquer la fusion partielle de la base de la croûte continentale et générer un magmatisme acide. Le magma acide peut ensuite migrer vers le haut dans la croûte et être à l'origine, par refroidissement en profondeur donc lent, de batholites de granite qui, aujourd'hui à l'affleurement, sont sous la forme de petits massifs d'orthogneiss. Il peut aussi parvenir à la surface à la faveur des nombreuses failles normales liées à l'extension et engendrer un volcanisme acide.

Ainsi se sont formés les orthogneiss de Mervent et de Siclon, près de Bazoges-en-Pareds, et les épanchements rhyolitiques de Vairé dans le Bas-Bocage ou rhyolitiques et ignimbritiques de la Châtaigneraie dans le Synclinorium de Chantonnay.

Plus tard, ce rift continental va s'océaniser. Par accréation, se formera la croûte océanique de l'Océan Médio-européen qui séparera Armorica de Gondwana.



Paléogéographie à l'Ordovicien
(d'après Michel Faure - site Planet-Terre)

À l'Ordovicien inférieur, le rifting de la marge passive du Gondwana conduit à l'amincissement de la croûte gondwanienne puis à l'ouverture des branches Nord et Sud de l'océan Rhéique et de l'océan Médio-Européen.

Trois lanières microcontinentales gondwaniennes sont individualisées : Avalonia, Saxo-Thuringia (ou Mid-German Crystalline Rise – MGCR) et Armorica.

Origine des grès et quartzites de la Châtaigneraie

On met souvent en parallèle la Formation des « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie » avec la Formation des « Grès armoricains » parce qu'elles ont à peu de choses près le même faciès et le même âge.

Pour J. Durand, les grès armoricains du Domaine médionord-armoricain (DMNA) sont les produits du démantèlement de la chaîne cadomienne qui s'est formée dans le Nord-Bretagne et le Cotentin au cours de l'orogénèse panafricaine. Ces sédiments détritiques se sont ensuite déposés vers le Sud dans un domaine de plateforme marine dominée par l'action des vagues et des marées, donc peu profond (profondeur variant de quelques mètres à la centaine de mètres), un peu comparable à la Baie du Mont-Saint-Michel aujourd'hui.

À la surface des grès, on peut effectivement observer des ripple-marks et des traces ou ichnites de Trilobites (stries parallèles), de vers fousseurs (petits ronds ou « skolitos ») et toute une variété de fossiles : Brachiopodes, Chitinozoaires ...

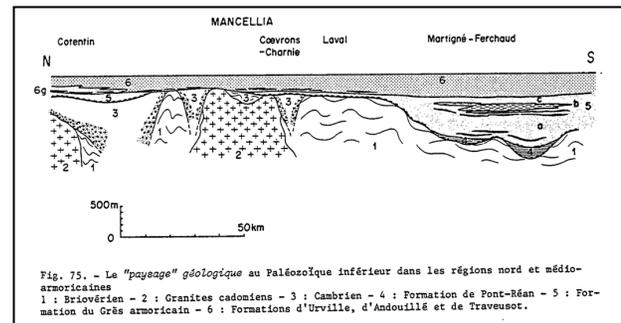


Fig. 75. - Le "paysage" géologique au Paléozoïque inférieur dans les régions nord et médio-armoricaines
1 : Briovérien - 2 : Granites cadomiens - 3 : Cambrien - 4 : Formation de Pont-Réan - 5 : Formation du Grès armoricain - 6 : Formations d'Urville, d'Andouillé et de Traveusot.

En Vendée, on pourrait de la même façon penser que les galets et sables de la Formation des « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie » proviendraient de l'érosion de la même chaîne cadomienne.

Mais le domaine vendéen n'a été placé à proximité des domaines centro-armoricain et ligérien qu'à la suite du cisaillement dextre Sud-armoricain lié à l'orogénèse varisque. Initialement, le domaine vendéen était situé bien plus au Sud, peut-être près de l'Albigeois ou de la Montagne Noire.

En conséquence, c'est par là-bas, peut-être, qu'il faudrait rechercher la source des grès et quartzites de la Formation de la Châtaigneraie : altération d'un orogène pourvoyeur de quartz, hydrothermalisme important associé à la mise en place de corps magmatiques...

On ne connaît donc pas à l'heure actuelle l'origine de ces grès et quartzites de la Châtaigneraie ! Mais après tout, peut-être qu'ils proviendraient aussi d'un hydrothermalisme associé au rifting du domaine vendéen lui-même !

Autre point important à noter : les grès et quartzites de la Châtaigneraie ne renferment pas d'argile.

Or pour que l'argile puisse sédimenter, il faut que le milieu de dépôt soit tranquille, dépourvu de courants.

On peut donc supposer que la mer arénigienne qui occupait le Synclinorium de Chantonay et le Bas-Bocage était relativement agitée et que l'eau, brassée par les courants ou les vagues, était bien oxygénée. De même, l'action des vagues ne se faisant plus ressentir au-delà de 60 m de profondeur, on peut également conclure que cette mer était peu profonde.

La mer arénigienne qui occupait le rift vendéen était peu profonde et bien oxygénée.

La puissance de la Formation des « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie » étant estimée à environ 70 m, le rift vendéen était donc subsident. Il s'enfonçait en même temps qu'il se comblait de sables et de galets.

Autre argument en faveur d'une bonne oxygénation de la mer arénigienne.

À l'Ordovicien inférieur, la vie n'était pas très développée sur les continents : à l'exception de microorganismes toujours omniprésents car capables d'adaptations à tous les milieux, pas ou peu d'animaux Invertébrés (Arachnides ?) ou Vertébrés, pas ou peu de Végétaux Embryophytes de type Mousses, absence des Trachéophytes type Fougères,...

Aucun apport de matière organique (MO) à l'exception des algues se développant dans les estuaires, les lagunes ou les étendues d'eau douce, ne provenait du continent ce qui explique en partie la couleur très claire des poudingues et des grès arénigiens.

En revanche, la vie fourmillait dans les mers. On peut rappeler que le Cambrien a été une période d'explosion de la vie marine (diversification des espèces, des plans d'organisation, radiations adaptatives).

Là où la mer était peu profonde comme dans le rift du domaine vendéen, les algues pratiquant la photosynthèse devaient former de véritables prairies offrant abri et nourriture à de nombreuses formes animales : Brachiopodes, Trilobites, Crustacés, Limules, Mollusques, Échinodermes, Myxines.

Dans l'eau, la décomposition des algues et des cadavres d'animaux, mais surtout des algues, aurait dû fournir suffisamment de matière organique pour noircir ou griser les poudingues et les grès. Or comme déjà signalé ci-dessus, ce n'est pas le cas dans la carrière de Boissière. C'est un autre argument en faveur d'un milieu bien oxygéné, l'oxygène en excès permettant la destruction complète et rapide de la matière organique par oxydation.

Les faciès clairs des poudingues et des grès de la carrière de Boissière sont une preuve de la bonne oxygénation de la mer arénigienne qui a transgressé dans le rift du domaine vendéen.

Comment expliquer l'alternance poudingues-grès ?

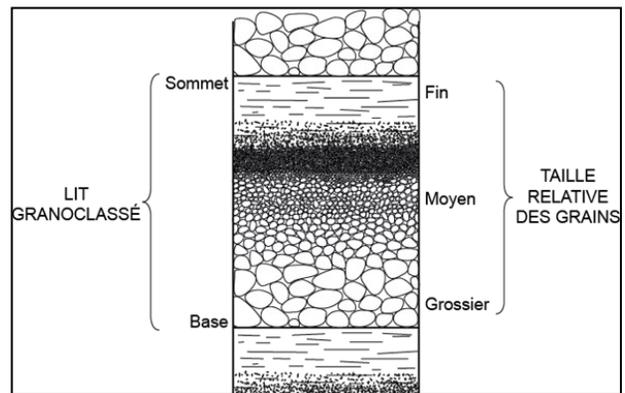
• **Première explication donnée sur le terrain**

Elle peut être le résultat de décharges successives le long d'une pente d'un mélange de galets bien arrondis et de

sable donc de matériel très mature, déjà trié et usé.

Lorsqu'un séisme se déclenche ou que les sédiments sont en position instable, en déséquilibre sur la pente, il peut se produire comme une avalanche sous-marine. Les sédiments dévalent alors la pente ; puis au bas de celle-ci, ils vont se déposer en fonction de leur taille : les galets les plus gros se déposent en premier puis le sable grossier puis le sable fin. On parle de granoclassement vertical.

Quand plus tard, une nouvelle avalanche se produit, le même phénomène se répète (voir schéma et photo ci-dessous).



<http://www.google.fr/imgres?imgurl=http%3A%2F%2Fwww.terre.uottawa.r>



Exemple de granoclassement vertical

• **Deuxième explication : exemple d'un littoral**

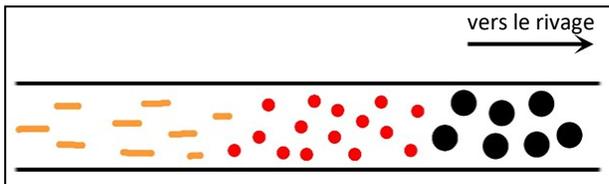
À marée montante, les vagues près du rivage sont de forte énergie, surtout lors des tempêtes.

Leur énergie est suffisante pour mettre toute l'argile du fond en suspension (l'eau de mer devient brunâtre), les grains de sable sont mis en saltation (si l'on a les pieds dans l'eau, on peut ressentir comme des petits picotements !) et les galets font du bruit ! Ils roulent sur le fond et s'entrechoquent.

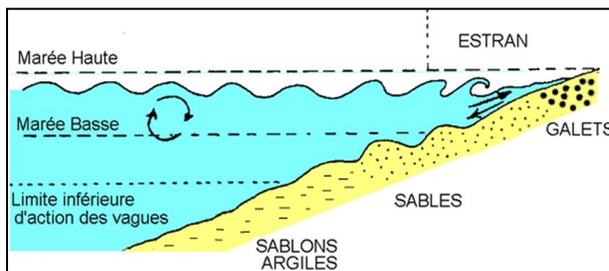
Après l'étalement de haute mer, l'eau se retire. Son énergie diminue.

Les galets vont cesser de se déplacer en premier parce que les plus lourds ; les grains de sable quant à eux vont être entraînés un peu vers le large par le retrait de l'eau dont l'énergie est encore suffisante pour les rouler ; ils finissent eux aussi par se déposer. Et c'est finalement à marée basse, lorsque la mer est de nouveau étale, totalement dépourvue d'énergie, que l'argile va pouvoir sédimenter le plus au large.

Il va se produire cette fois-ci un granoclasement horizontal des sédiments : les plus grossiers près du rivage, les plus fins au large.



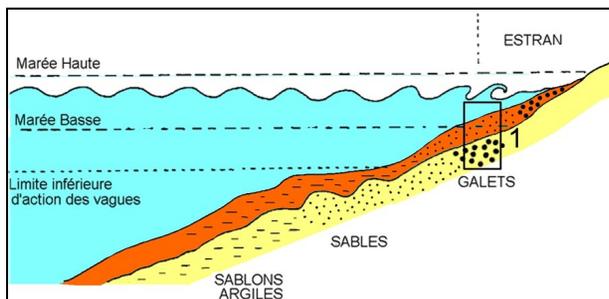
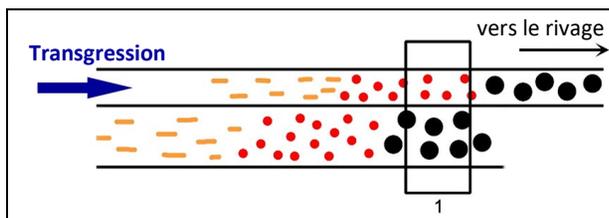
Il est bien évident que ce tri n'est pas efficace à 100% lors d'une marée. Mais si l'on imagine que ce phénomène va se reproduire deux fois par jour, puis pendant des milliers d'années, ce tri des sédiments va se révéler particulièrement efficace (voir schéma ci-dessous).



Imaginons maintenant une transgression (schéma suivant).

Le niveau de la mer monte. Elle va prendre en charge les sédiments qui étaient auparavant à l'air libre, sur la plage aérienne et au-delà, pour les rouler, les user...

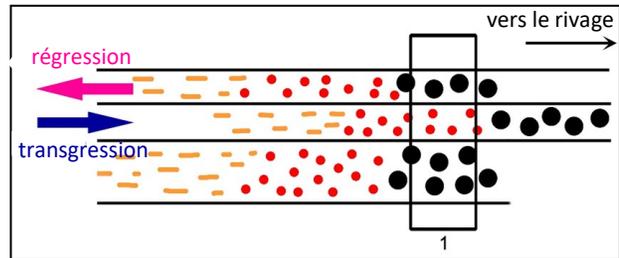
Un nouveau tri va s'effectuer de la même façon que précédemment.



Et on voit alors que dans le cadre (1) du schéma ci-dessus, on a la succession verticale de dépôts, en allant du bas vers le haut : galets préexistants puis sables dépo-

sés lors de la transgression.

Si l'on imagine ensuite une régression, la mer retrouvant son niveau de départ, la succession dans le même cadre (1) deviendra galets-sables et de nouveau galets.



C'est ce raisonnement que l'on doit tenir ici pour les « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie ».

L'alternance galets-sables ou poudingues-grès s'explique avant tout par une succession de transgressions et de régressions à l'Arénigien.

Globalement, il y a eu transgression mais elle s'est faite par à-coups.

Une autre conclusion s'impose aussi. Un poudingue ou un grès appartenant à la Formation des « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie » ou si l'on raisonne à l'échelle du Massif Armoricaire, un « grès armoricaire » affleurant en un endroit « x » n'a pas forcément le même âge qu'un poudingue ou un grès de la même Formation des « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie » ou qu'un grès armoricaire formé en un endroit « y ». Ils sont diachrones.

Définition de diachronisme : c'est le fait pour une couche qui garde un faciès constant d'avoir des âges différents selon les lieux.

Compléments sur l'origine de la transgression arénigienne

La transgression arénigienne des « Grès armoricaire » étant générale sur tout le Massif Armoricaire, on peut être tenté de penser que :

- les dépôts arénigiens seraient post-rift et signeraient le tout début de l'accrétion océanique : la croûte continentale se déchirerait à l'Arénigien et apparaîtrait pour la première fois un embryon d'Océan Médio-Centralien entre Armorica et Gondwana.
- cette grande « inondation arénigienne » est en même temps postérieure au magmatisme Cambro-Trémadocien lié à plusieurs lieux de rifting.

Ce magmatisme pourrait être la conséquence d'une intumescence généralisée de la région associée à un doming de la croûte continentale et donc à une élévation du niveau de la mer.

Ce volcanisme Cambro-Trémadocien peut être aussi la cause d'un réchauffement climatique : le volcanisme rejette en effet dans l'atmosphère des quantités importantes de gaz à effet de serre : CO₂, SO₂...

L'augmentation de la température de l'atmosphère qui en résulte est alors responsable d'une dilatation des eaux et donc d'une transgression.

Les schistes à pyrite du « Groupe de Réaumur » à l'entrée de la carrière

a) Description de l'affleurement

Affleurent ici des schistes gris-vert à débit ardoisier riches en cristaux de pyrite (FeS_2).



Quelques membres de l'AVG
au pied de l'affleurement de schistes à pyrite



Cristaux de pyrite dans le schiste



Détail

b) Âge de la roche

Ces schistes surmontent en continuité les « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie » du Synclinorium de Chantonay. Ils sont donc post-aréniens. Ils ont été datés du Silurien (de - 444 Ma à - 416 Ma) et marquent le début de la formation du « Groupe de Réaumur ».

c) Milieu de formation

Trois arguments indiquent que le milieu s'est approfondi et est devenu moins oxydant au Silurien :

- la granulométrie : ces schistes dérivent d'argiles par métamorphisme. Ces argiles n'ont pu sédimenter que dans un milieu calme, de profondeur supérieure à celle de l'action des vagues de tempête (aux alentours de - 60 m).

- leur couleur : leur teinte grise indique qu'ils renferment de la matière organique qui n'a pas été totalement oxydée. Le milieu marin était par conséquent moins oxygéné donc on peut supposer plus profond.

- la présence de pyrite confirme cet approfondissement : la pyrite qui est un sulfure de fer de formule FeS_2 ne peut se former qu'en milieu réducteur. Si le milieu avait été oxydant, il se serait formé du sulfate de fer FeSO_4 (mélantérite) soluble dans l'eau.

On divise classiquement la Formation du « Groupe de Réaumur » en trois termes :

- l'ensemble des schistes gris et noirs dont on vient de parler, compris entre les « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie » et les Phtanites de Mouchamps tout proches ; ils n'ont livré aucun fossile.

- les Phtanites de Mouchamps qui ont fourni des Graptolithes du genre *Climatograptus* et *Glyptograptus*.

Ces 2 termes ont une épaisseur totale de 100 m ; sur la base des fossiles récoltés, ils représenteraient la période allant du Caradocien (Ordovicien moyen) au Silurien supérieur soit l'intervalle de temps allant de - 470 à - 420 Ma.

- puis de nouveau, un ensemble de schistes gris ou noirs comportant des niveaux métriques de quartzite noir pyriteux et localement de petites intercalations de rhyolite. À Réaumur, ces schistes ont livré au lieu-dit Puy Moreau, des Lamellibranches (*Pterinea*) et des Graptolithes qui seraient les mêmes qu'à Mouchamps, puis plus haut dans la série, aux Touches, des articles de Crinoïdes puis plus haut encore, à La Gouraudière, des Lamellibranches du genre *Nucula* et un thorax de Trilobite.

Des lentilles de calcaires incluses dans ces schistes ont fourni des Conodontes dévoniens (*Icriodus*) et des accumulations de Tentaculites du genre *Striatostyliolina* connu du Praguien au Frasnien et surtout très répandu au Givétien.

Ce dernier ensemble, plus épais (puissance = 650 m), serait exclusivement Dévonien inférieur à moyen : de - 420 à -380 Ma.

La pauvreté de la faune du « Groupe de Réaumur », la présence de Crinoïdes, de Graptolithes et de fantômes de Radiolaires plaident aussi en faveur d'un milieu profond et anoxique : la plupart des Crinoïdes à tiges actuels sont abyssaux.

En revanche, l'abondance de la matière organique, en particulier de matériel libéro-ligneux provenant de Ptéridophytes terrestres, est en faveur d'un milieu peu profond, confiné et littoral.

Une position intermédiaire serait donc d'admettre que le « Groupe de Réaumur » correspond à un milieu de plateforme distale ou de talus continental ouvert vers un domaine océanique apparu suite au rifting du domaine vendéen à l'Arénigien. Le rifting continental ébauché à l'Arénigien s'est donc poursuivi pendant tout l'Ordovicien et a conduit à une océanisation : la formation d'un océan dit Océan Médio-Européen. Mais l'abondance des faciès réducteurs au Silurien laisse à penser que cet océan est maintenant en train de se fermer.

Effectivement, l'éclogitisation de la croûte océanique de cet Océan Médio-Européen a été datée entre -420 et -400 Ma environ, ce qui signifie qu'à cette date, la croûte avait déjà subducté et atteint une profondeur de l'ordre de 50 à 70 km.

La collision continentale entre Armorica et Gondwana débutera, elle, plus tard, vers -380 Ma donc au Dévonien (- 416 à - 359 Ma).

Entre le début du Silurien et le milieu du Dévonien, l'Océan Médio-Européen ne cesse de se retrécir.

Remarque : Dans le même temps, dans le Bas-Bocage vendéen, se déposent au Silurien les Phtanites à Radio-laires et Graptolites du « Groupe de Nieul-le-Dolent ».

d) La carrière aujourd'hui

Un aménagement y a été réalisé par le département afin de retracer, sous la forme de panneaux pédagogiques, à la fois l'histoire de la carrière et la richesse de sa faune.

La roche extraite dans la carrière a surtout servi à l'empierrement des routes et chemins de Rochetrejoux et de Mouchamps.

Un bâtiment en ruine construit au début du XX^{ème} siècle puis remis en état en 2016 ainsi que divers engins épars permettent de se faire une petite idée des conditions de travail des ouvriers.

Son exploitation a dû cesser sans doute (?) au moment de la seconde guerre mondiale. La carrière est alors devenue un milieu propice à la biodiversité !

Aujourd'hui, elle est également une étape du « Sentier des moulins », un circuit de randonnée d'environ 10 km situé sur la commune de Rochetrejoux.



Panneau illustrant les richesses de la carrière de Boissière

Arrêt 3 : La colline des « Moulins et Rochers de Mouilleron » à Mouilleron-en-Pareds



La colline des « Moulins et Rochers de Mouilleron »

a) Observation du paysage

On est ici sur une butte : la colline des « Moulins et Rochers de Mouilleron » dont l'altitude est de 182 m.

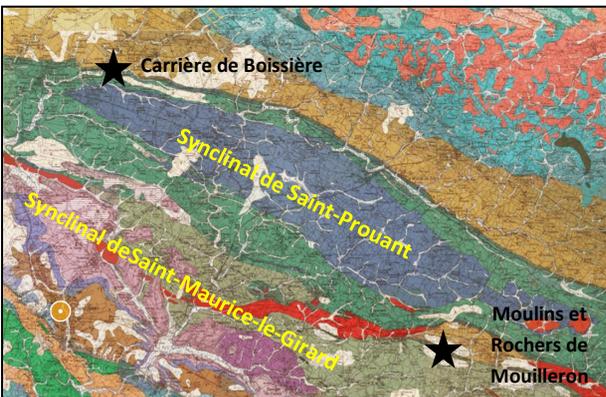
Depuis la plateforme en bois située près du parking, on peut observer vers le Sud une vaste dépression plane : le synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust orienté NO-SE à cœur schisto-gréseux d'âge Cambrien supérieur (Formation de Bourgneuf). Il est barré à l'horizon par un relief : le Horst ou Complexe métamorphique des Essarts. Ces deux ensembles sont séparés par la faille du Sillon houiller de Vendée passant à Chantonay.

Au sommet de la butte elle-même, près du dernier moulin quand on se dirige vers la Dent Gaudin, un autre panorama s'ouvre cette fois vers le Nord.

On observe une nouvelle dépression : le synclinal de Saint-Prouant à cœur de basalte d'âge Dévonien (basaltes de La Meilleraie) bordé au Nord par les collines du Haut-Bocage vendéen (granites et cornéennes de Pouzauges), ces deux ensembles étant séparés par la faille de Secondigny, branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain à jeu dextre.

La colline des « Moulins et Rochers de Moulleron » sépare donc deux synclinaux et est par conséquent en position anticlinale. C'est l'« Anticlinal de La Châtaigneraie ».

L'ensemble de ces deux synclinaux séparés par l'« Anticlinal de La Châtaigneraie » forme le Synclinorium de Chantonnay.

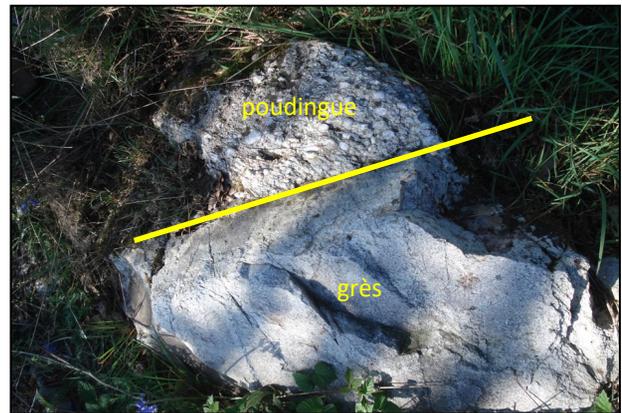


Extrait de la carte géologique de Chantonnay au 1/50000^{ème} - BRGM

b) Description de la roche

Affleurent près des Moulins des alternances de grès et de poudingues à dragées de quartz. Les faciès sont absolument identiques à ceux du fond de la carrière de Boissière (arrêt 2).

C'est de nouveau la Formation des « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie » d'âge Arénigien qui affleure ici mais cette fois sur le versant Sud du Synclinal de Saint-Prouant.



Alternance de strates de grès et de poudingue dans les « Grès et Quartzites de La Châtaigneraie »



Belle « dragée » de quartz dans la poudingue

Trois remarques :

1) Sur la carte géologique ci-dessous, on peut constater que la Formation des « Grès et Quartzites de la Châtaigneraie » notée O2 est également présente un peu plus au Nord de la colline des « Moulins et Rochers de Moulleron », à une altitude plus basse : 137 m. La position y est indiquée ci-dessous par le repère jaune.



Extrait de la carte géologique de Chantonnay au 1/50000^{ème} - BRGM

Entre ces deux affleurements de « Grès et quartzites » de l'Arénigien, affleure une formation plus ancienne notée Ks. C'est la Formation de Bourgneuf d'âge Cambrien supérieur probable et constituée de schistes et de grès verts ou bruns.

La colline des « Moulins et Rochers de Moulleron » ne constitue donc pas le cœur de l'Anticlinal de La Châtaigneraie. C'est la Formation de Bourgneuf comme le montre le symbolisme superposé avec losanges.



En effet, au cœur d'un anticlinal, affleurent toujours les terrains les plus anciens.

2) De même, on a dit plus haut que le synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust est à cœur schisto-gréseux d'âge Cambrien supérieur. Or, sa bordure Nord au niveau de la colline des « Moulins et Rochers de Mouilleron » est d'âge arénigien donc plus jeune.

Le synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust n'est donc pas un synclinal au sens géologique du terme puisqu'au centre d'un synclinal, affleurent toujours les terrains les plus récents.

En conséquence, la dénomination « Synclinorium de Chantonay » devrait être abandonnée. Mais elle est plus ou moins consacrée par l'usage.

D'où vient ce quiproquo ?

Sur la carte géologique de Chantonay au 1/50 000^{ème}, les terrains situés au centre du synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust et qui appartiennent à la Formation de Sigournais sont notés Os-S ce qui fait bien évidemment penser à un âge Ordovicien supérieur-Silurien. L'auteur de la carte les avait datés ainsi.

Et dans ce cas précis, le synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust est bien un synclinal.

Mais l'auteur de la carte ajoute en avertissement que cette Formation de Sigournais, suite à des relevés plus récents, est en fait en continuité avec la Formation de Bourgneuf d'âge Cambrien supérieur.

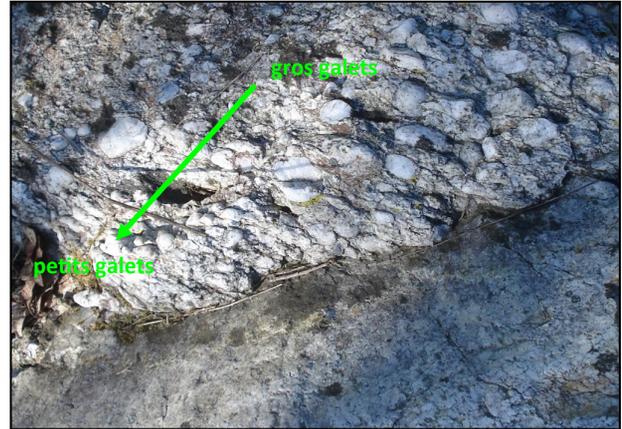
Dans ce cas, le synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust n'est plus un synclinal et le « Synclinorium de Chantonay » n'est plus un synclinorium !

3) Dans certains chicots à poudingue et grès, la stratification et les joints de stratification sont nets : les strates de poudingues et de grès sont orientées N130° environ.

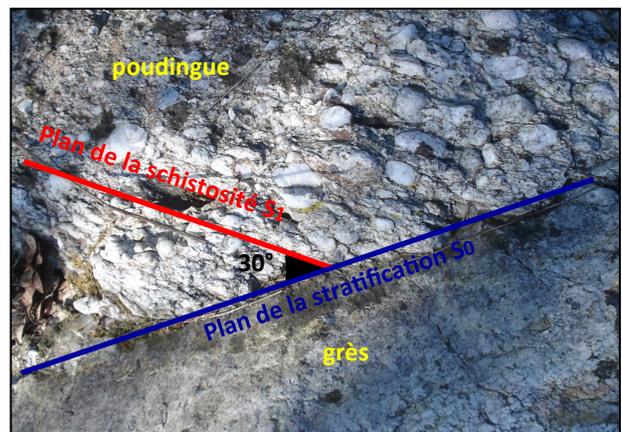
Le pendage de la stratification est plutôt raide : environ 80°, presque vertical alors qu'à la carrière de Boissière, on rappelle qu'il était de l'ordre de 45°.

La schistosité est également nette dans les strates de poudingues. Elle est matérialisée par l'orientation des dragées de quartz aplaties. Et l'on constate alors que le plan de schistosité fait un angle d'environ 30° avec la stratification sur le chicot observé (voir photos ci-contre).

Et la polarité stratigraphique est également bien marquée.

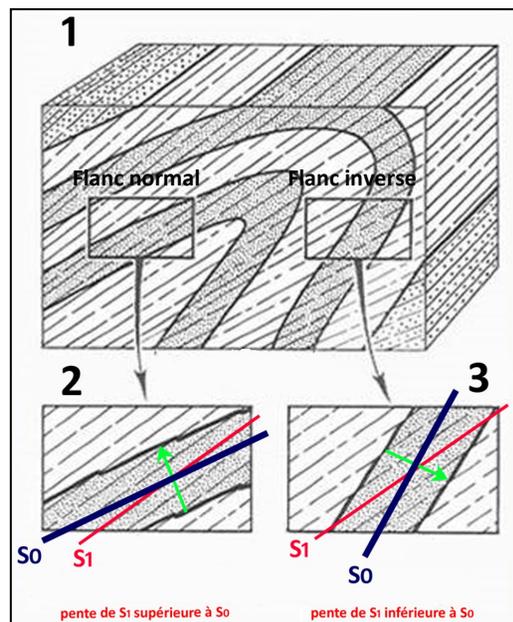


Mise en évidence de la polarité sédimentaire



À partir des trois informations suivantes : stratification, polarité sédimentaire et schistosité, on peut savoir si l'on a affaire au flanc normal ou au flanc inverse d'un pli.

Dans le flanc normal, le pendage de la schistosité (S1, en rouge) est plus fort que celui de la stratification (S0, en bleu). Dans le flanc inverse, c'est le contraire. (voir schémas ci-dessous).



La flèche verte représente la polarité sédimentaire normale c'est-à-dire qu'en la suivant, on va des galets les plus gros vers les galets les plus petits (granulométrie décroissante).

Sur l’affleurement, on voit bien que le plan de stratification S_0 est plus penté que le plan de schistosité S_1 et que de plus la granulométrie dans le banc de poudingue est décroissante vers le bas.

On a donc la preuve que l’on est ici sur le flanc inverse de l’« Anticlinal de La Châtaigneraie » et que ce flanc, au niveau des « Moulins et Rochers de Mouilleron » est légèrement déversé vers le Sud-Ouest.

Le fait maintenant que les terrains du synclinal de Saint-Maurice-le-Girard - Saint-Hilaire-de-Voust soient du Cambrien supérieur oblige par conséquent à admettre l’existence d’un contact anormal, tectonique entre le flanc inverse de l’anticlinal de La Châtaigneraie et la « Formation de Sigournais ». Il pourrait s’agir d’un pli-faille, d’une faille ... Ce contact est mal connu.

Bien évidemment, toutes ces formations ont été plissées et légèrement métamorphisées au cours de l’orogénèse varisque.

Article de Dominique Loizeau et Hendrik Vreken

Photographies de Jean Chauvet, Dominique Loizeau et Josiane Vreken

Bibliographie

Bulletin AVG85 n° 14

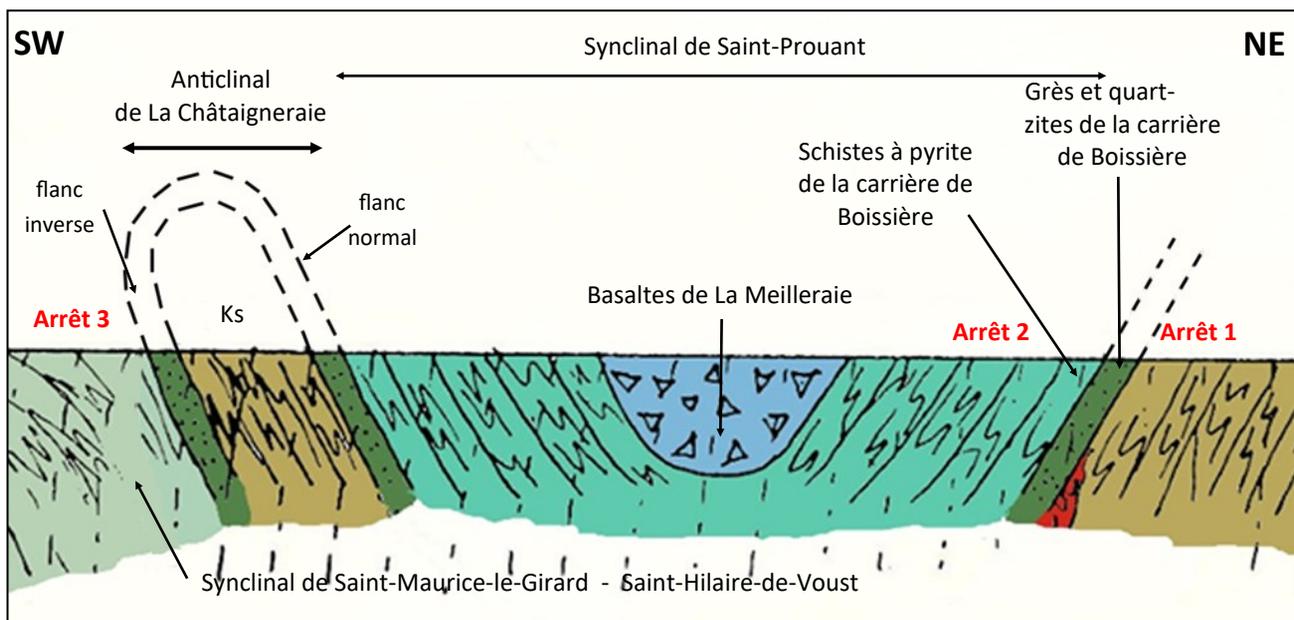
« Contribution à l’étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée) » - Université P. et M. Curie, Paris par R. Wyns (1980).

« Approche géologique du socle vendéen et de sa couverture sédimentaire » - Stage pour professeurs de Sciences naturelles - Mars et Mai 1988 par R. Wyns - BRGM Nantes

« Les minéralisations à Sb et Au tardi-varisques : vers un modèle génétique unifié ? Exemples du Massif armoricain et du Massif central » - Florent Cheval-Garabedian - Thèse (2019)

<http://avg85.fr/lantimoine-de-rochetrejou-diaporama>

<https://www.youtube.com/watch?v=-jveQH6kIhM>



Compléments sur l'origine des filons d'antimoine de la Vendée

(d'après la thèse de F. Cheval-Garabedian - 2019)

Pour le district de Vendée, l'âge de la formation de la minéralisation à antimoine serait associé à l'activité principale de la Branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain (BSCSA), c'est-à-dire à la faille de Pouzauges (encore appelée faille de Secondigny). La BSCSA aurait joué le rôle de drain majeur pour les fluides minéralisateurs. Elle aurait aussi contrôlé l'ouverture de tout un système de failles d'ordre secondaire où les minéralisations à Stibine (Sb) se sont déposées (figure 1, page 24).

Les minéralisations à Sb du district de Vendée s'apparentent toutes à des filons de quartz qui se développent à l'intérieur d'une caisse filonienne broyée et hydrothermalisée, formée en régime cassant.

L'âge de la mise en place de ces minéralisations à Sb (et or - Au) a été estimé entre 315 et 290 Ma donc au cours de la phase tardive de l'orogénèse varisque.

L'antimoine aurait été initialement préconcentré dans certaines lithologies favorables comme les formations rhyolitiques acides du Cambrien et de l'Ordovicien contemporaines du rifting qui a affecté à la fois le Bas-Bocage et le Synclinal de Chantonnay. Puis il aurait été remobilisé et concentré lors de l'orogénèse varisque jusqu'à former des gisements grâce à des circulations de fluides hydrothermaux d'origine plutonique probablement centrées sur le granite de Clisson - Mortagne qui a été daté à 315 Ma.

L'étude des inclusions fluides a montré l'existence d'un hydrothermalisme polyphasé (figure 2, page 25).

Deux types de fluides seraient en cause :

- un fluide précoce aquo-carbonique (H_2O-CO_2-NaCl) chaud ($> 300^\circ C$) et de faible salinité ($< 2\%$ eq poids NaCl). Les phases volatiles sont composées principalement de CO_2 avec l'incorporation de CH_4 et N_2 en quantité variable. Ces caractéristiques, confortées par l'absence de cube de sel dans les inclusions, pourraient indiquer une origine crustale des fluides avec une forte composante métamorphique.

- un deuxième fluide aqueux ($H_2O-NaCl$) plus froid, avec des températures comprises entre 120 et $200^\circ C$ et des salinités faibles (0,1 et 5 % eq poids NaCl). Les phases volatiles sont absentes. Ces caractéristiques sont compatibles avec un fluide superficiel d'origine météorique.

L'arrivée tardive de ce fluide météorique dans le système minéralisé aurait provoqué un mélange avec les fluides précoces aquo-carboniques, une dilution et un refroidissement des fluides présents entraînant le dépôt de la stibine.

Ces dépôts ont eu lieu près de la surface, dans les 5 premiers kilomètres de la croûte, comme l'attestent les déformations cassantes de la caisse filonienne ainsi que le régime de pression hydrostatique dominant qui a contrôlé leur mise en place.

Les caractéristiques précédentes sont en faveur d'un mécanisme de formation de type « suction pump ».

Ce modèle propose que les mouvements sismiques sur les failles induisent l'ouverture soudaine de la caisse filonienne ce qui provoque une baisse brutale de la pression du fluide qui s'y trouve. Cela aurait pour effet d'aspirer, de « pomper » les fluides situés autour de la faille et de les drainer vers les zones de faille en transtension, qui correspondent le plus souvent à des zones de relais, où ils vont précipiter pour former les minéralisations et colmater les ouvertures.

La formation des minéralisations filoniennes à Sb est polyphasée et peut être résumée en 4 grands stades de formation successifs dont chacun correspond à la mise en place d'une génération de quartz minéralisé ou stérile.

1) Stade initial : la bréchification tectonique de l'encaissant est à l'origine de la création d'une porosité de fracture importante qui peut être accompagnée d'une première génération discrète de quartz stérile.

2) Stade précoce à As-Fe : un nouvel incrément de fracturation amène la cristallisation importante de quartz microcristallin qui vient envahir la structure, synchrone du dépôt d'arsénopyrite dominante et pyrite arsénifiée. La température de dépôt est estimée entre 260 et $350^\circ C$ par les données d'inclusions fluides et le géothermomètre de l'arsénopyrite.

3) Stade intermédiaire : il se compose d'une paragenèse à sphalérite majoritaire, accompagnée par la berthiérite et rare chalcopyrite. Cette paragenèse est associée à une nouvelle génération de quartz macrocristallin, pyramidé ou fibro-radié qui montre fréquemment une croissance épitaxiale sur la génération précédente.

4) Stade tardif à Sb (Au) : la stibine se met en place massivement en remplissage des cavités ouvertes durant la cristallisation des quartz des générations précédentes. Elle est accompagnée par le dépôt quasi-systématique de grains d'or (Au) en inclusions dans la stibine.

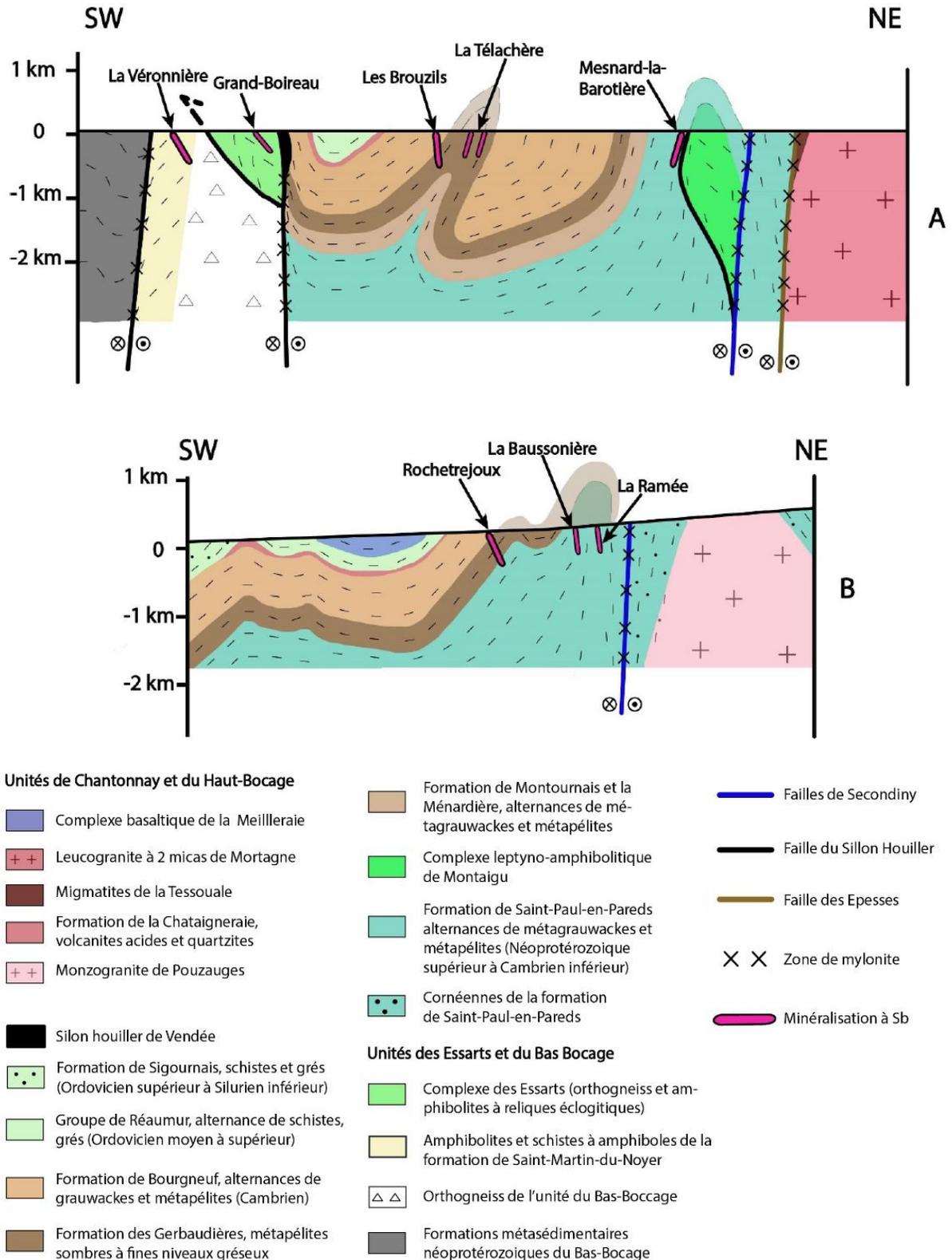


Figure 1 : Coupes interprétatives de la géométrie des unités géologiques avec la position des structures filoniennes minéralisées

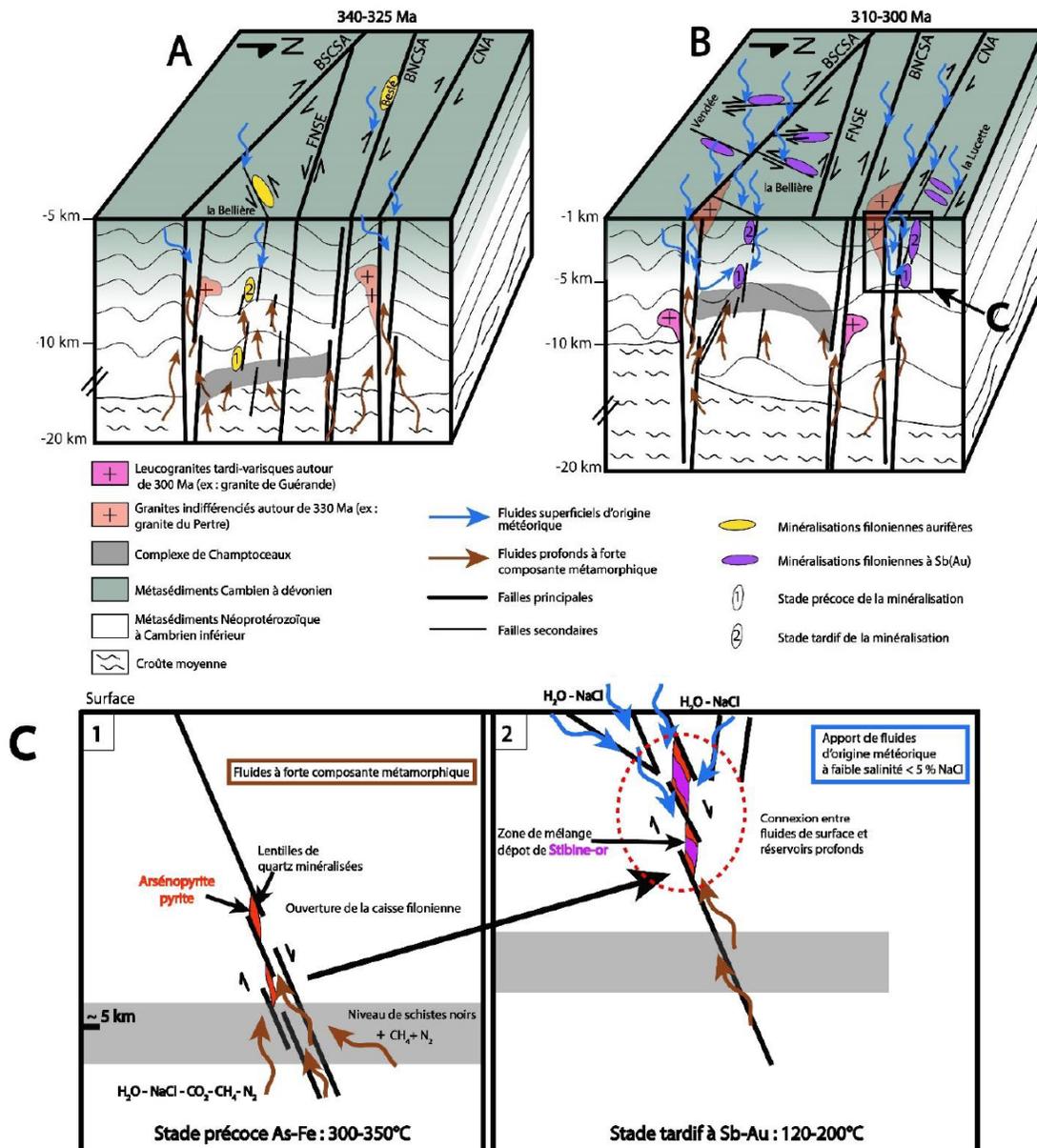


Figure 2 : Modèle conceptuel de l'évolution et de la formation des minéralisations à Sb(Au) dans le Massif Armoricain replacé dans le contexte géologique tardi-varisque

Schéma A - Vers 340-325 Ma au cours de l'extension post-collision de l'ensemble du Massif Armoricain, des granites comme celui de Clisson - Mortagne ou de l'Ortay situés à seulement 10-20 km de Rochetrejoux commencent à se mettre en place le long de la faille de Pouzauges et des fluides métamorphiques provenant de la croûte moyenne à inférieure sont drainés et concentrés le long des nombreuses failles secondaires actives liées à la faille de Pouzauges.

→ **Phase fluide précoce aquo-carbonique (H₂O-CO₂-NaCl) chaude (> 300°C) et de faible salinité**

Schéma B - Vers 310-300 Ma a lieu l'évènement hydrothermal à l'origine de la mise en place des minéralisations à Sb/Au dans un environnement superficiel (profondeur < 5 km), synchrone de la mise en place du leucogranite de Clisson-Mortagne.

→ **Phase fluide aqueuse (H₂O-NaCl) plus froide avec des températures comprises entre 120 et 200°C et des salinités plus faibles (0,1 et 5 % eq poids NaCl).**

C'est l'arrivée tardive de ce fluide météorique qui est la cause principale de la précipitation de la stibine dans les filons comme le montre le schéma C.

Schéma C - Modèle de mise en place proposé pour expliquer l'évolution des fluides et de la paragenèse des minéralisations à Sb (Au)

Sortie géologique dans le Domaine Sud-Armoricain

La plage de Pénestin, la cale du « Passage de Vieille Roche » à Camoël et les Rochers du Ruicard à La Roche-Bernard

Dimanche 16 avril 2023

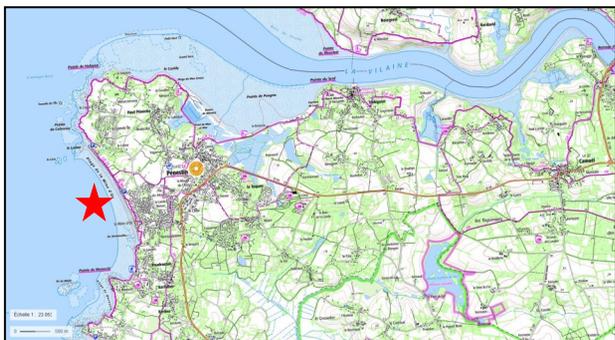
Guides : Jean Chauvet, Gaston Godard, Dominique Loizeau et Hendrik Vreken



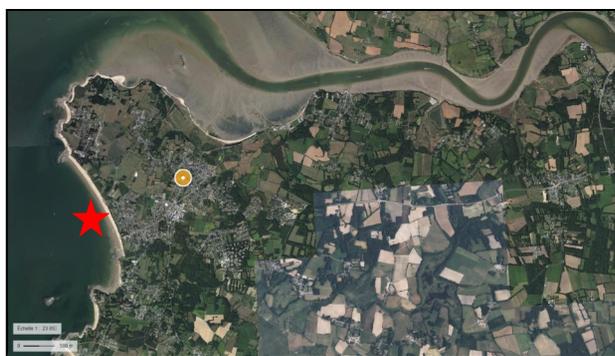
L'estuaire de la Vilaine à La Roche-Bernard

Cette sortie au Sud de l’embouchure de la Vilaine est la suite de celle réalisée en avril 2022 dans le Pays de Guérande.

Arrêt 1 : De la plage du Lomer à la plage de la Mine d’or



Situation de l’affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l’affleurement (Document Géoportail)



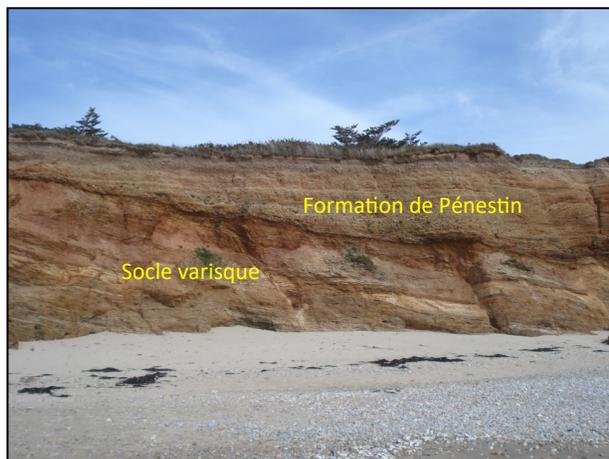
Extrait de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de La Roche-Bernard (Document Géoportail)

1- Description d’ensemble de la Formation de Pénestin

La Formation de Pénestin, visible sur près de 2 km le long de la côte, se reconnaît facilement dans la partie supérieure de la falaise qui peut atteindre jusqu’à 8 m de hauteur. Elle se caractérise par sa richesse en galets, plutôt blancs, disposés en bandes plus ou moins horizontales ou arquées et dispersées dans un ensemble d’aspect sableux et aux couleurs variant du jaune à l’orangé, avec parfois des passées franchement rougeâtres.

En bas de falaise, la Formation de Pénestin repose directement sur des micaschistes gris verdâtres, d’âge Briovérien supérieur à Cambrien appartenant à l’Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles.

La limite entre les deux formations est bien tranchée. Elle se fait par l’intermédiaire d’une surface d’érosion à valeur de discordance que l’on peut suivre du Nord au Sud de la côte, de la plage du Lomer au Nord jusqu’à la plage de la Mine d’or au Sud. Elle est surtout très nette au Nord, entre la plage du Lomer et la plage de la Source, où elle est soulignée par la présence d’un conglomérat, plutôt d’un poudingue de couleur brunâtre, à ciment ferrugineux et donc très dur qui forme ainsi, après érosion différentielle, une véritable corniche au-dessus des micaschistes beaucoup plus tendres.



Bordure Nord de la paléo-vallée

La Formation de Pénestin représenterait les restes d’une paléo-vallée, probablement d’une paléo-Loire qui aurait incisé sa vallée, en fait tout un réseau de chenaux en tresses, au Pléistocène moyen, en réponse à une surrection de l’Ouest de la France, contemporaine d’une baisse du niveau de la mer suite aux premières glaciations quaternaires.

Plus précisément, cette incision aurait eu lieu entre -600 000 et -300 000 ans (datation de grains de quartz par Résonance Paramagnétique Électronique), âge plus ou moins confirmé par la présence de galets striés d’origine glaciaire dans le conglomérat.

Entre -600 000 et -300 000 ans, a eu lieu la glaciation du Mindel (voir ci-dessous).

ERE	SYSTEME	SOUS - SYSTEME	Etage	Glaciations	Millions d’années
QUATERNAIRE		HOLOCENE	Flandrien (Versilien)	Postglaciaire	0,01
				Wurm	0,08
				Interglaciaire Riss / Wurm	0,12
				Riss	0,3
				Interglaciaire Mindel / Riss	0,35
				Mindel	0,65
				Interglaciaire Gunz/Mindel	0,7
				Günz	1,2
				Interglaciaire Donau / Günz	1,8
				Donau	?
CENOZOÏQUE (Tertiaire)	NEOGENE	PLIOCENE	Vilafanchien	Interglaciaire Biber / Donau	?
				Biber	?
					3,4
		MIOCENE	Messinien (Pontien)		5,3

Échelle stratigraphique du Quaternaire

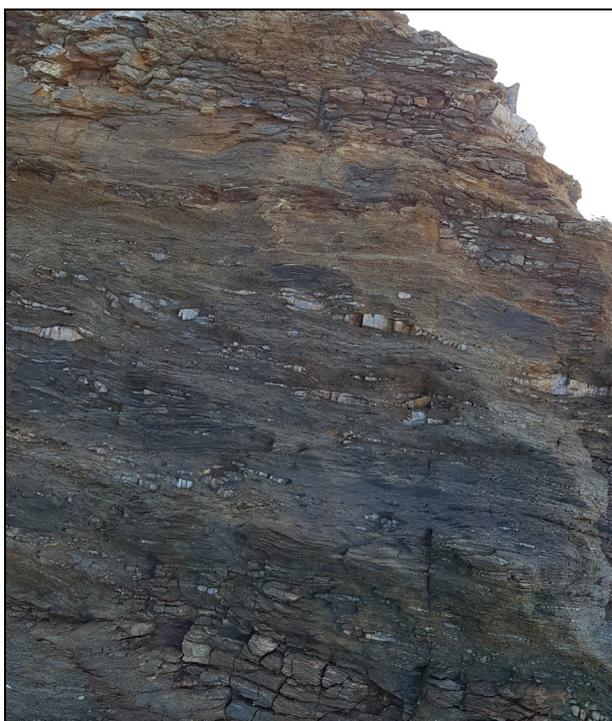
2- La Plage du Lomer ... et au-delà

Ici, au début de la coupe, ce sont les micaschistes à muscovite, chlorite, albite et grenat de l'Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles qui affleurent sur toute la hauteur de la falaise.

Ils se sont formés à partir de sédiments essentiellement argileux qui ont été plissés et métamorphisés au cours de l'orogénèse varisque. La majorité des estimations indique des pressions de l'ordre de 7 à 9 kbar pour des températures voisines de 350°C.

La schistosité est pentée vers le Sud. Le quartz exsudé souligne le plissement en venant bourrer les charnières des plis.

De nombreuses petites failles découpent la falaise.



La falaise de micaschistes

NB : Nous avons déjà rencontré cette Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles à notre sortie dans le Pays de Guérande en avril 2022, à la Pointe du Castelli sur la commune de Piriac-sur-Mer mais sous le faciès des porphyroïdes.

Ce qui caractérise avant tout cette unité est sa grande extension. Elle s'étend en effet depuis le Golfe du Morbihan au Nord jusque dans la région de Mareuil-sur-Lay en Vendée, au Sud.

Il s'agit en fait d'une véritable nappe allochtone qui s'est mise en place au tout début de l'orogénèse varisque il y a environ 380 Ma bien avant la mise en place des massifs granitiques du Bas-Bocage vendéen aux alentours de -320 Ma. Au moment de son exhumation, cette nappe a été chevauchée à son tour par une autre nappe, celle de l'Unité des Schistes à glaucophane de l'Île de Groix - Bois-de-Céné.

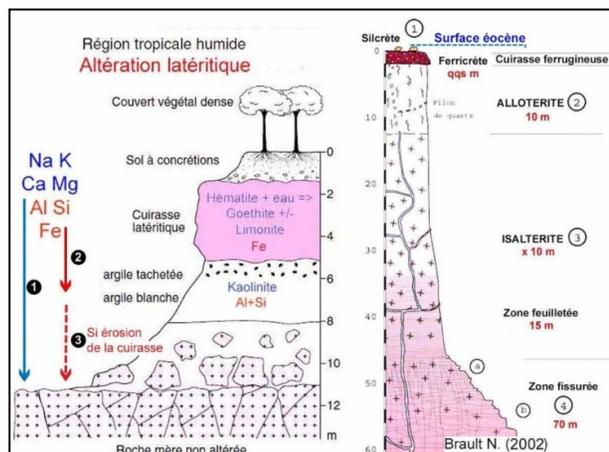
En se déplaçant vers le Sud, ces micaschistes passent latéralement à leurs produits d'altération. On observe d'abord des isaltérites dans lesquelles la structure originale des micaschistes est conservée en « fantômes » puis encore plus au Sud des allotérites dans lesquelles la structure de la roche a complètement disparu. Affleurent alors en pied de falaise des « paquets d'argile » particulièrement volumineux, de couleur souvent grise à ocre, parfois très blanche, alors riche en kaolinite mélangée à du quartz résiduel.

C'est cette richesse en quartz qui fait que cette argile blanche, à l'inverse d'une kaolinite pure, est très difficilement modelable. Les boudins que l'on pétrit sur le terrain ne « tiennent » pas.

Pour que les micaschistes de l'Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles se transforment en allotérites, se kaolinisent en profondeur, il a fallu qu'ils soient soumis à un climat chaud et humide, hydrolysant et agressif, à saisons contrastées et sous couvert forestier dense. Ces conditions ont régné en Bretagne à la fin du Crétacé mais surtout du début du Tertiaire jusqu'au Lutétien.

Au début de l'ère tertiaire en effet, les terres émergées du Massif Armoricain formaient un plateau en relief appelé aussi « Surface éocène » situé 100 à 150 m au-dessus du niveau marin, plateau dû à la poussée exercée vers le Nord par la tectonique pyrénéenne. Ce plateau portait une végétation dense identique à celle des zones tropicales humides actuelles. S'y sont alors développés de grands profils d'altération météorique (jusqu'à 30 à 40 m d'épaisseur) de type latéritique avec de grandes épaisseurs de kaolinite.

Les bordures littorales du Massif Armoricain étaient en revanche occupées par des zones marécageuses de type mangrove, comme à Noirmoutier, ou des lagunes.



Sol et paléosol latéritiques

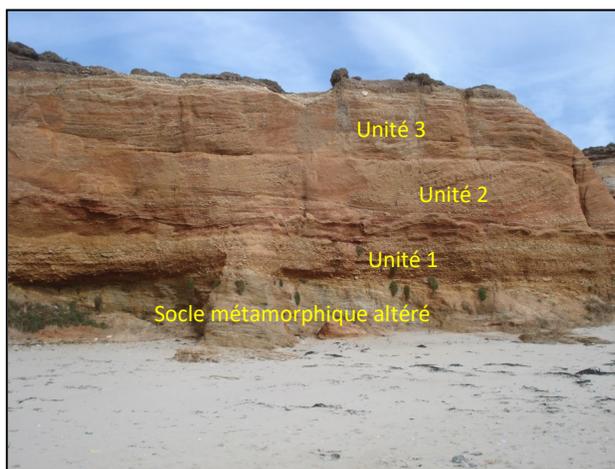
à gauche : altération d'un massif granitique sous climat tropical chaud
à droite : reconstitution d'une coupe sol/altérites préservée de l'érosion

<https://broceliande.breclien.org/Le-minerai-de-fer-en-foret-de-Paimpont>

La Formation de Pénestin qui surmonte le socle varisque se subdivise en 3 unités lithostratigraphiques :

- une unité basale (unité 1) de nature conglomératique, datée à -600 000 ans,
- une unité médiane (unité 2) passant de sables et graviers au Nord à des sables plus fins au Sud,
- et une unité sommitale (unité 3) érosive sur les unités sous-jacentes, argilo-silteuse ou sableuse à graviers et galets, datée à -300 000 ans.

Ces unités présentent des épaisseurs qui varient tout au long de la falaise, l'unité 1 possédant une épaisseur maximale de 2 mètres, l'unité 2 de 7 mètres et l'unité 3 de 6 mètres.



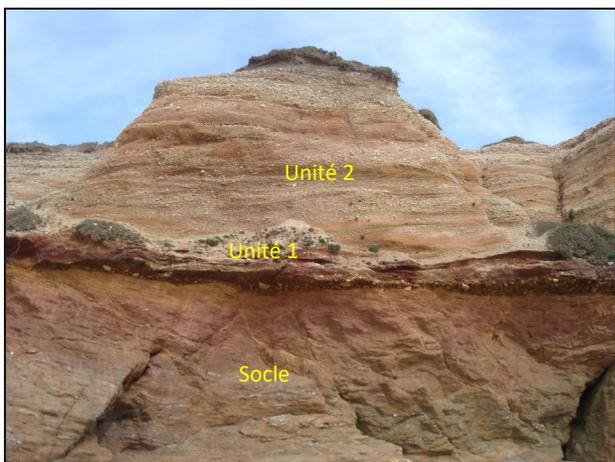
Les trois unités de la Formation de Pénestin

Compte-tenu de sa disposition sur le socle, la Formation de Pénestin apparaît comme étant le remplissage d'un paléochenal à fond relativement plat et doit être interprétée comme une paléovallée fluviatile.

Ces 3 unités correspondent à 2 périodes d'incision de vallées fluviatiles lors d'abaissement du niveau marin pendant les glaciations quaternaires.

Unité 1

L'unité 1 est principalement conglomératique. Il s'agit d'un conglomérat consolidé, à ciment hétérogène et dont la coloration brune est héritée du fer provenant de l'érosion, du démantèlement des profils d'altération latéritique qui se sont développés sur le Massif Armoricain du Crétacé au Lutétien.



Son intérêt est qu'il est facilement repérable dans la falaise du fait de sa couleur mais aussi de sa dureté : il est mis en relief par érosion différentielle. Il permet ainsi de distinguer le socle varisque micaschisteux situé au-dessous de lui et la Formation de Pénestin dont il constitue le niveau tout à fait inférieur.

Il est surtout très accessible dans la partie Nord de la coupe, à la plage du Lomer, où on peut même l'observer directement sur l'estran ; il n'y a qu'à se pencher pour en saisir des blocs écroulés.



Bloc de l'unité 1 sur l'estran

Ce qui le caractérise avant tout est son hétérogénéité, son hétérométrie et l'absence de granoclassement.

Les éléments constitutifs de ce conglomérat sont en effet des blocs de toutes les tailles : les plus gros, pluridécimétriques (jusqu'à 50 cm), sont souvent anguleux ; les moins gros ont au contraire la plupart du temps la forme de galets arrondis. Tous sont constitués de quartz, ou de grès, ou de granite, ou de micaschistes ...

Leur forme, plus ou moins arrondie ou anguleuse, et leur taille sont en rapport avec leur transport plus ou moins long et dans l'eau. Leur nature pétrographique variée témoigne d'une origine plutôt locale.

Les galets présentent parfois une imbrication frustrée selon leur grand axe, indiquant un écoulement vers le Nord-Ouest (N 315°).

Quelques niveaux sableux intercalés, de quelques décimètres d'épaisseur, montrent un litage oblique sans granoclassement. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de crue au toit des dépôts plus grossiers précédents qui pourraient correspondre à des cônes alluviaux.

Lors de la mise en place de cette unité, tous ces sédiments (blocs et galets, sable) étaient meubles. Leur induration serait une conséquence du démantèlement, à l'Yprésien, des cuirasses latéritiques riches en fer qui se sont formées à l'Éocène sur les plateaux voisins. Leur altération ultérieure a libéré le fer qui après transport fluviatile a précipité pour cimenter les sédiments de l'unité 1. Peut-être aussi qu'au cours des glaciations du Quaternaire, une reprise de l'érosion avec remise en circulation de l'eau au sein de la partie sableuse de la Formation de Pénestin a pu favoriser la précipitation d'oxydes et d'hydroxydes de fer au contact du socle.



Unité 2

Beaucoup moins hétérogène que l'unité précédente, l'unité 2 ne comporte pas de galets de grande taille. Elle est surtout formée de sables ocres à grains de taille variable, de très grossiers à très fins.

Au Nord de la coupe, on observe plutôt des sables grossiers et des graviers anguleux à subanguleux, mal classés, qui montrent des litages obliques que l'on interprète comme des mégarides.

Comme dans l'unité précédente, ces mégarides traduisent un courant unidirectionnel dirigé du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Ils passent latéralement vers le Sud à des sables moyens, toujours mal classés, puis à des sables fins souvent bien classés qui évoluent verticalement vers des faciès très fins : des sables silteux, des silts argileux, des argilites.

Les mégarides constituées de sables grossiers se sont formées dans des chenaux rectilignes ou à faible sinuosité. Elles appartiennent à des barres sableuses latérales fixées aux rives ou à des barres transversales de milieu de chenal, ces dernières de forme plus ou moins losangique et séparées par des chenaux secondaires constitués de sables plus fins.

Ces sables fins montrent fréquemment des lamines planes subhorizontales ou des litages obliques parfois soulignés par des graviers et/ou des galets d'argile.

Les niveaux les plus silteux possèdent des litages de rides de courant présentant des évidences d'écoulements

de sens opposés, caractéristiques de courants de marées. Ils font penser à un environnement estuarien et montrent parfois des traces de bioturbation. Mais ce peuvent être aussi des dépôts de mares temporaires créées lors de l'abandon des chenaux.

Unité 3

Cette unité est plus grossière que l'unité précédente mais moins que l'unité 1, avec à la base des niveaux conglomératiques, puis des sables grossiers à grossiers-moyens avec des graviers et galets de quartz, grès, schistes rouges... puis des sables mêlés à des argilites.

Les niveaux conglomératiques de base ont les caractéristiques d'un écoulement de débris. Les structures sédimentaires sont des litages plans obliques de mégarides.

Les nombreuses surfaces d'érosion, se recoupant les unes les autres et reconnues au-dessus dans les sables, indiquent l'existence de chenaux, les sables grossiers et grossiers-moyens pouvant être des faciès de barres sableuses de chenaux secondaires.

Des argilites rouges s'observent à la partie sommitale de l'unité au sein de niveaux plus sableux. Ces faciès argileux que l'on trouve entre les barres sableuses pourraient correspondre au remplissage de mares ou de lacs temporaires formés dans des chenaux abandonnés.

Mais surtout, le point important à noter est que dans cette unité, le sens du courant est inversé par rapport aux deux unités sous-jacentes. L'écoulement se fait cette fois-ci du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Un événement tectonique est donc intervenu entre le dépôt de l'unité 2 et celui de l'unité 3.

NB : Cette unité est facilement accessible dans le chemin qui descend à la plage de la Source.

Interprétation des structures sédimentaires

Les structures sédimentaires observées dans les trois unités reflètent des écoulements unidirectionnels. Elles vont dans le sens de dépôts continentaux fluviaux.

En revanche, les structures sédimentaires indiquant des écoulements oscillatoires caractéristiques des milieux marins (rides de vagues, litages obliques en mamelons) sont absentes.

Tout laisse donc à penser que la Formation de Pénestin est un dépôt fluvial formé loin du rivage.

Quelques figures de bioturbation sont présentes dans les faciès fins.

Âge des dépôts : de -600000 ans à -300000 ans (Quaternaire)

Compte-tenu de la proximité de l'actuel estuaire de la Vilaine, ces sédiments ont d'abord été interprétés comme les témoins d'une paléo-Vilaine, mais sans précision d'âge (Guilcher, 1948).

Plus tard (1955), Durand et Milon les comparent aux sables pliocènes d'origine marine de Kerfalher et Quiberon et envisagent des phénomènes de solifluxion au Quaternaire pour expliquer les déformations.

En 1963, Rivière *et al.*, soutiennent leur origine marine mais attribuent en revanche les déformations à la formation de pingos périglaciaires (grosses lentilles de glace formées en sous-sol dans les zones périglaciaires) durant le Würm.

Beaucoup plus récemment, Van Vliet-Lanoë *et al.* (1997) rattachent ces mêmes sédiments à un complexe fluvial et estuarien formé au Pléistocène moyen.

L'âge Pléistocène proposé par Van Vliet-Lanoë *et al.* semble confirmé par la présence de galets striés d'origine glaciaire dans le conglomérat à la base du comblement. Des âges plus précis obtenus par résonance paramagnétique électronique (R.P.E) situeraient la mise en place de ce complexe dans une fourchette de temps comprise entre -600 000 ans et -300 000 ans.

Et comme les déformations souples observées dans la Formation de Pénestin et bien visibles surtout au Sud seraient attribuées par certains auteurs à des processus hydroplastiques de charge induits par des séismes en période d'englaciation et que les failles provoquées par ces séismes sont contemporaines du dépôt de la Formation de Pénestin, la glaciation en question pourrait donc être la glaciation du Mindel (voir échelle p.27).



Failles affectant le socle et « recoupant » l'unité 1

Interprétation : Paléo-Loire et Paléo-Vilaine

Les mesures de paléocourants effectuées dans les unités 1 et 2 montrent une direction d'écoulement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, direction qui n'est pas celle de la direction actuelle d'écoulement de la Vilaine toute proche.

Ceci implique la présence d'un système fluvial dont le bassin versant se situait au Sud-Est de Pénestin.

De plus, les sables de l'unité 2 contiennent des grains de

glaucophane, minéral qu'on ne trouve à l'affleurement aujourd'hui qu'à l'Île de Groix et l'Île Dumet et au Sud-Est de la région, dans la « Nappe de Champtoceaux » traversée par l'actuelle Loire.

Avec l'unité 3, comme on l'a dit précédemment, on note une inversion totale du sens d'écoulement qui s'effectue cette fois vers le Sud-Sud-Est. Le bassin versant était donc au Nord comme l'atteste la présence dans cette unité de galets de schistes rouges que l'on rapporte à la formation ordovicienne de Pont-Réan qui est reconnue dans les synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes.

L'hypothèse actuellement retenue, séduisante mais encore fragile, est que le réseau fluvial en tresse à l'origine des unités 1 et 2 serait le témoin d'une paléo-Loire, tandis que l'unité 3 correspondrait à une paléo-Vilaine.

Des profils sismiques réalisés en baie de Vilaine révèlent l'existence, au large du continent, d'un chenal à fond plat entaillant le substratum et dont le remplissage pourrait correspondre aux dépôts fluviaux en tresse de l'unité 2 de la Formation de Pénestin.

Ces observations viendraient donc conforter l'hypothèse de l'existence de cette paléo-Loire. En tout état de cause, les interprétations actuelles rompent avec celles qui consistaient à voir dans la Formation de Pénestin une formation marine transgressive sur le socle au Tertiaire.

3- La plage de la Source

Au niveau de cet arrêt, on descend sur la plage par un petit chemin qui traverse l'unité 3 constituée de niveaux conglomératiques non consolidés et de niveaux sableux de forme « en lentilles ».

Les couleurs vives y sont remarquables et les litages obliques, les stratifications entrecroisées, indiquent le sens du courant qui a transporté ces sédiments. On y voit aussi la décoloration des sédiments au contact des racines.





Taches de décoloration

Les taches de décoloration se forment généralement autour des racines végétales vivantes qui ont créé un microenvironnement favorable à la réduction du fer par « excrétion » d'ions H^+ . C'est la preuve qu'un paléosol s'est établi au-dessus de cette unité.

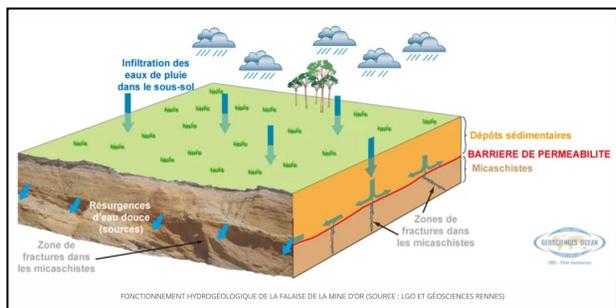


Stratifications entrecroisées dans l'unité 3

Le nom « source » vient de la présence d'écoulements importants d'eau au pied de la falaise, à la limite exacte entre la base de l'unité 1 et le socle constitué de micaschistes très altérés et riche en argiles imperméables à l'eau.

L'existence de cette barrière de perméabilité permet la résurgence des eaux emprisonnées dans les sédiments en pied de falaise.

Une photo ancienne montre des lavandières de Pénestin lavant leur linge dans un bassin aménagé pour l'occasion.



4- La plage de la Mine d'or

Ici, les micaschistes du socle sont très faillés et ont été très altérés sous l'influence des eaux d'infiltration en période de climat chaud et humide, au Tertiaire, entre 50 et 60 Ma. Les éléments de cette altération ont donné naissance à des argiles plus ou moins ocres mélangées à une très belle argile blanche : le kaolin.

Mais ce qui caractérise avant tout cette partie de la côte est l'aspect festonné du sommet de la falaise.

Deux hypothèses principales ont été émises pour expliquer le grand nombre de petites cuvettes que l'on peut y observer.

Première hypothèse

L'aspect festonné du site de la Mine d'or serait dû à des coulées de solifluxion.

Ces coulées de solifluxion, en empruntant les chenaux de la Paléo-Loire, exerceraient du fait de leur poids une pression sur le socle sous-jacent de micaschistes, fortement altéré et à comportement plastique. Par réaction, il y aurait alors remontée de ce socle sur les bords mêmes des chenaux, remontée qui pourrait s'accompagner de la création de failles. Les failles sont effectivement nombreuses en bordure des cuvettes (ou festons) qui pourraient donc représenter, chacune, un paléo-chenal (photo ci-dessous).



C'est l'hypothèse que l'on retiendra.

Deuxième hypothèse

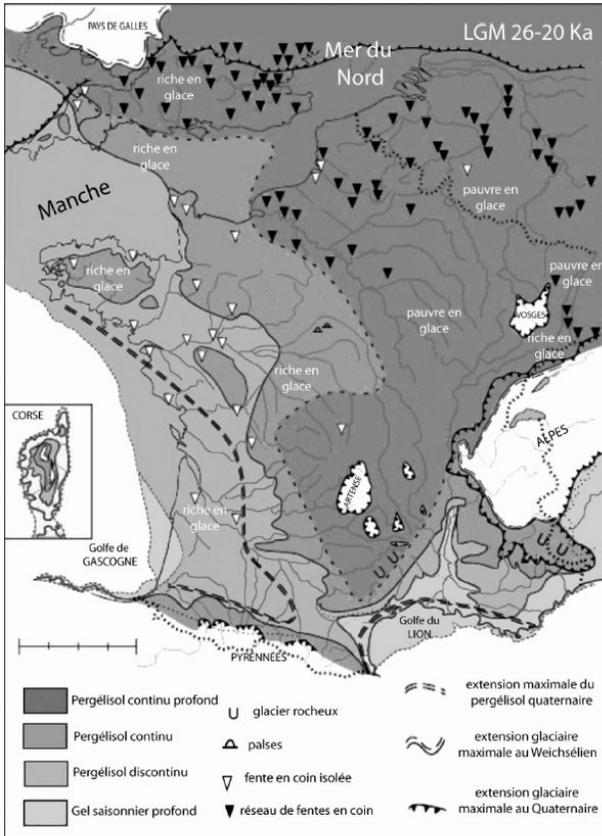
L'aspect festonné est parfois interprété comme étant dû à la formation de pingos.

Ce ne peut pas être le cas pour deux raisons.

1) Le remplissage de ces cuvettes montre en effet de belles strates courbes, de granulométrie différente, avec parfois des stratifications entrecroisées, mais tout cela disposé de façon harmonieuse (photo ci-dessous). Cela ne fait pas du tout penser à l'aspect chaotique d'un pingo.



2) Et d'autre part, les pingos ne se forment que dans les régions à pergélisol permanent ce qui n'était pas le cas de la façade atlantique pendant les grandes glaciations du Quaternaire en raison du volant thermique joué par l'Océan Atlantique et de l'abondance des précipitations (voir carte ci-dessous).



Carte du pergélisol au plus froid de la dernière glaciation (Van Vliet-Lanoë - 1999)

Mais qu'est-ce qu'un pingo ?

Définition : Un pingo est une colline de glace recouverte de terre et qui se rencontre dans les régions arctiques, subarctiques et antarctiques. « Pingo » est un mot inuit désignant une petite colline en forme de cône.



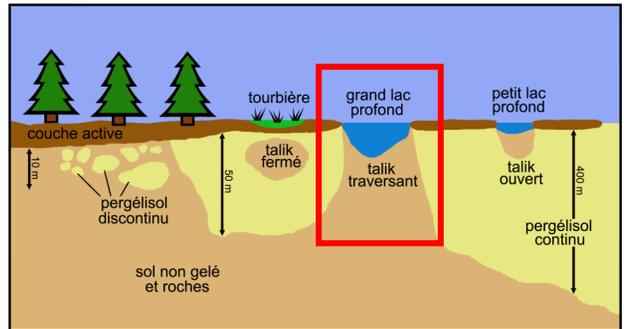
Deux pingos

Document Wikipedia

Comment se forme un pingo ? Exemple d'un pingo dit « fermé » de type Mackenzie

1) Dans les régions où le sol est gelé en permanence, où existe donc ce qu'on appelle un **pergélisol** (ou **permafrost**) continu et très épais, d'une profondeur de plusieurs centaines de mètres, un **talik** c'est-à-dire une zone non gelée peut exister sous certains lacs relativement profonds (voir schéma ci-dessous).

NB : Un talik est une couche de sol dégelé durant toute l'année, qui se trouve au milieu d'une zone de pergélisol.



Document Wikipedia

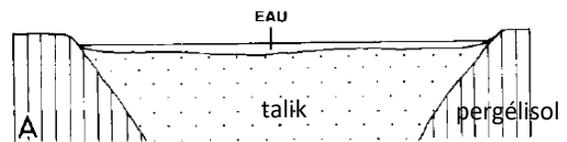
Cette zone non gelée (ou talik) s'explique essentiellement par le rôle protecteur joué par l'eau du lac.

En effet, en hiver, les eaux du lac gèlent en surface, surtout à cause des vents glacés mais jamais en profondeur où l'eau se maintient à une température de l'ordre de 4°C, température à laquelle elle est la plus dense et où les poissons vont y survivre. Autour du lac, en revanche, le sol reste gelé sur toute son épaisseur puisque l'on a affaire à un pergélisol.

En été, les rayons du soleil pénètrent facilement dans l'eau (l'albedo de l'eau d'un lac est de l'ordre de 4%) et y provoquent un réchauffement important. La glace de surface fond.

Le sol des abords du lac absorbe lui aussi les rayons solaires mais en moins grande quantité (l'albedo d'un sol, qui varie bien évidemment en fonction de sa couleur, a une valeur nettement plus élevée que celle de l'eau, en moyenne de 20 à 30%). En conséquence, le pergélisol ne fondra qu'en surface, sur 10 cm à 2 m seulement.

Ainsi, la température de l'eau au fond d'un lac est toujours nettement supérieure à celle du sol qui l'entoure à la même profondeur. Et cela suffit à expliquer la présence sous les lacs ou les rivières d'un talik c'est-à-dire d'une couche de sol dégelé durant toute l'année au sein d'un pergélisol.



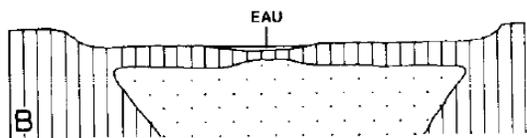
D'après J.R. Mackay (1979)

2) Imaginons maintenant que le niveau du lac baisse ou qu'il se remplisse de sédiments. L'épaisseur de la nappe d'eau devient moins importante, sa surface aussi. Alors, en hiver, les choses vont changer de façon drastique.

En effet, le rôle protecteur de l'eau va diminuer. En profondeur, la température de l'eau va baisser davantage et au fond du lac, l'eau pourra même geler. En conséquence, ce sera aussi le cas de la partie du talik immédiatement sous-jacente. Ce sera aussi le cas des bordures du lac qui étaient jusqu'à présent sous l'eau mais qui sont maintenant exposées à l'air libre, la surface du lac ayant diminué.

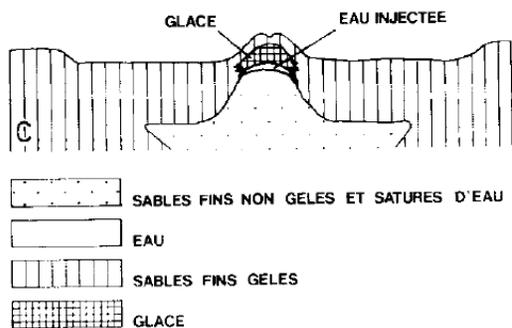
Le gel va progresser de façon centripète dans le talik.

Le talik de départ va progressivement se transformer en une poche centrale remplie de sédiments (argiles, sables, graviers) riches en eau liquide mais fermée de toutes parts par du pergélisol.



D'après J.R. Mackay (1979)

3) Mais lorsque l'eau se transforme en glace, elle se dilate. Et cette dilatation engendre une mise en pression de l'eau restée à l'état liquide dans la poche centrale du talik. Profitant d'un point faible, une partie de cette eau peut être éjectée vers le haut et retenue dans le sol à faible profondeur. Elle congèle alors et donne naissance à une lentille de glace dite d'injection qui soulève le sol. Un pingo est né.



D'après J.R. Mackay (1979)

Le phénomène peut se reproduire chaque année, entraînant l'augmentation progressive de la taille du pingo.

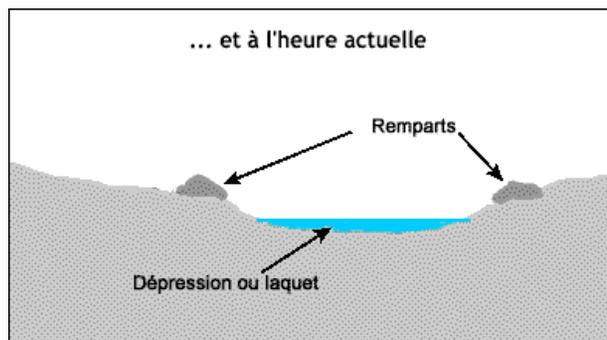
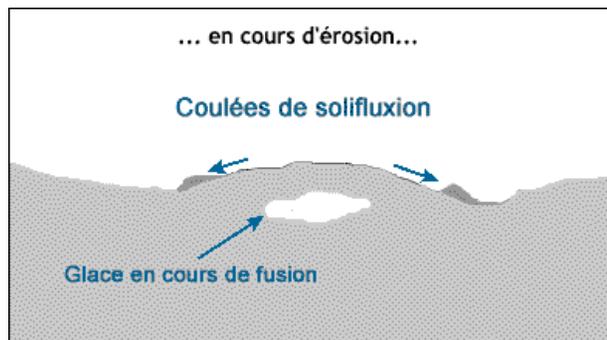
4) Après le froid de l'hiver, le climat se réchauffant, la lentille de glace fond.

L'érosion s'attaque alors au pingo, essentiellement par formation de coulées de solifluxion.

Les terrains emportés par la solifluxion peuvent alors édifier autour du pingo une sorte de margelle, de rempart.

Le réchauffement se poursuivant, la glace disparaît complètement ; une cicatrice apparaît à la place du pingo, souvent occupée par une mare ou laquet.

Le rempart peut ou non se maintenir.



Document Wikipedia

http://morphoglaciare.free.fr/site_source/Pages_complement_periglaciaire/pingos.html

On voit bien que l'importance des coulées de solifluxion dans la formation d'un pingo sont en contradiction avec l'aspect bien régulier des dépôts que l'on observe dans les cuvettes du haut de la falaise près de la plage de la Mine d'or.

Certains auteurs ont vu également dans la falaise de la plage de la Mine d'or des **fentes de gel** encore appelées « **coins de glace** ».

Mais qu'est-ce qu'une fente de gel ?

Les variations de température se produisant au sein de la couche active et du pergélisol engendrent la formation de fentes de gel. Il s'agit de fissures de rétraction thermique qui se remplissent de glace, de matériel minéral ou d'un mélange des deux. Les traces de ces fentes de gel que l'on retrouve actuellement dans les régions tempérées sont de précieuses indications paléoclimatiques.

Comment se forment les fentes de gel ?

(d'après A. Plissart : « Géomorphologie glaciaire » - 1987)

Le mécanisme de leur formation est illustré par les figures suivantes.

1) Premier hiver : Lors des basses températures d'hiver, le sol en se refroidissant subit un retrait thermique ce qui provoque sa fracturation en de grands polygones (le plus souvent de quelques dizaines de mètres de diamètre), séparés par des fissures ouvertes, larges de quelques mm jusqu'à 1 ou 2 cm.

Ce phénomène de rupture s'accompagne de bruits (craquements) et aussi de « tremblements de terre » localement perceptibles.



2) Premier printemps : Au moment du réchauffement printanier, la couche active commence à dégeler (la couche active est la couche de surface qui gèle et dégèle chaque année à l'inverse du pergélisol situé au-dessous et qui reste constamment gelé mais dont la température est susceptible de varier). La fonte de la glace superficielle, de la neige ou d'éventuelles précipitations, fournissent de l'eau qui pénètre dans les fissures ouvertes.

Descendant dans le pergélisol donc dans un sol toujours gelé, cette eau ne tarde pas à se congeler et à remplir de glace la fissure originelle.

3) Premier été : Le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active surmontant le pergélisol et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Il provoque, en outre, un réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et tend à réoccuper les vides apparus lors du retrait thermique. Comme la fissure s'est remplie de glace, le retour aux conditions initiales est impossible et il se produit une déformation du pergélisol proche de la fissure et, quelquefois, l'extrusion d'une partie du coin de glace.



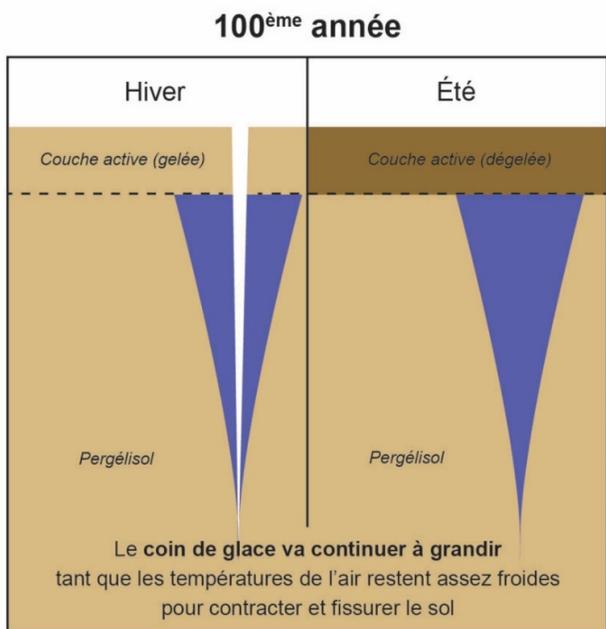
4) Deuxième hiver : Lors de la période hivernale suivante, la fissure de glace qui a persisté dans le sol constitue une zone de faiblesse où réapparaît une nouvelle fissure due au retrait thermique.



5) Deuxième été : Comme lors du premier été, le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Là aussi, il y a réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et vient réoccuper la fente du retrait thermique.



Ainsi, d'année en année, par un accroissement annuel de quelques mm, se développe un coin de glace dont la profondeur peut atteindre 12 à 15 m et la largeur, 6 à 8 m. Cette glace présente une stratification verticale caractéristique par suite de l'alternance de couches comprenant des teneurs différentes en inclusions minérales.



Schémas de S. Morard
(extraits du site

<https://geomorphologie-montagne.ch/les-sols-structures-et-les-buttes-cryogeniques/>)

La formation dans le cadre jaune de la photo ci-dessous avec sa forme en cornet de glace pourrait faire penser à une fente de gel... mais sans aucune certitude !

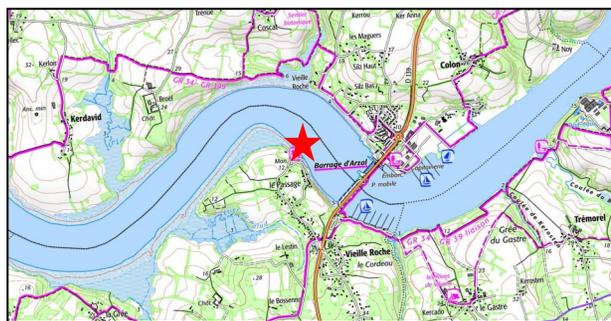


Fente de gel ?

Arrêt 2 : La cale du « Passage de Vieille Roche » à Camoël en aval du barrage d'Arzal

L'affleurement montre comme un empilement d'assiettes constituées de migmatites et de gneiss.

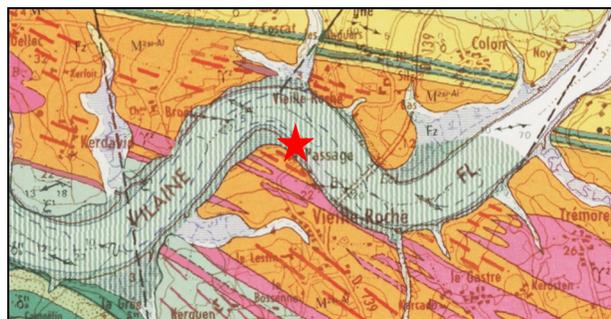
En se dirigeant vers le barrage d'Arzal, la falaise se poursuit, constituée par de grandes lames de granite clair.



Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l'affleurement (Document Géoportail)



- M^{2Si-Al} Gneiss migmatitique silico-alumineux (Gneiss du Broël)
- Y^2 Granite à biotite et muscovite calco-alcalin (granite type Herbignac-Férel)

Extrait de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de La Roche-Bernard (Document Géoportail)

Sur la côte dite du « Passage » située sur la rive gauche de la Vilaine et en aval du barrage d'Arzal, affleurent au bas de la cale à bateaux, des gneiss migmatitiques.

À la base de l'affleurement, il s'agit d'un niveau gneissique à grain très fin et présentant une foliation constituée par une alternance de lits clairs de feldspath et de lits sombres de phyllites (biotite, amphibole,...) d'épaisseur millimétrique.

Puis au-dessus, on a comme l'impression de voir des niveaux clairs, épais, d'aspect pegmatitique alternant avec des niveaux plus sombres et à grain très fin.

Ces niveaux situés à hauteur d'homme, biens tranchés, font clairement penser à des migmatites comme celles que nous avons observées à Saint-Nazaire.

Les niveaux clairs font effectivement penser à un leucosome à quartz, feldspath et plagioclase et les niveaux sombres à un mélanosome riche en biotite.



Falaise de la cale du « Passage de Vieille Roche »

On a bien affaire à une migmatite. Un matériel originel certainement déjà métamorphisé a donc fondu partiellement, subi une anatexie.

À Saint-Nazaire, les migmatites avaient une disposition stratiforme nette à l'échelle de l'affleurement parce que les niveaux de mélanosome et de leucosome étaient épais. L'anatexie y a été importante.

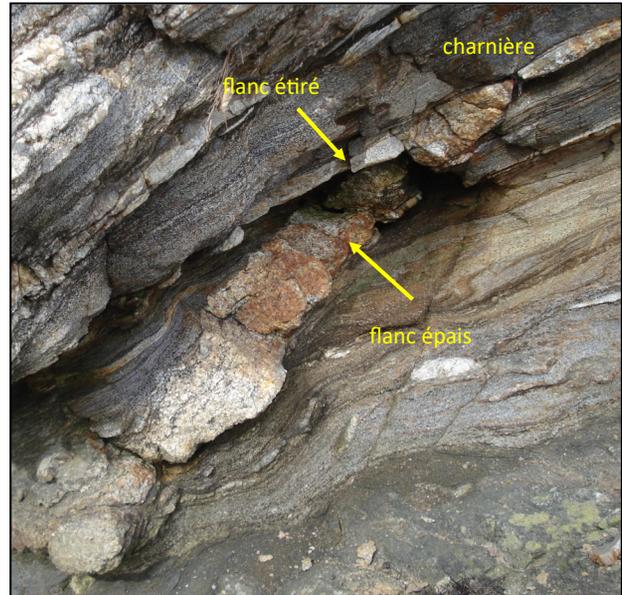
Ici, ce n'est pas le cas. Les niveaux de mélanosome et pegmatoïdiques de leucosome sont beaucoup moins épais et dessinent des plis.

Ce sont des plis isoclinaux et anisopaques de plan axial penté vers le Sud d'environ 30°. Ces plis sont à charnière très aigüe.

Un plissement est donc survenu pendant ou après l'anatexie quand le matériel était encore ductile.

Dans certains plis de leucosome comme celui de la photo ci-après, on peut observer un flanc supérieur très étiré, boudiné alors que le flanc inférieur est beaucoup plus épais et fracturé. Parfois, c'est l'inverse (photo suivante).

Ce plissement serait donc dû à des forces de cisaillement accompagnées de déplacement de la matière tantôt vers le haut donc vers le Nord, tantôt vers le bas donc le Sud.



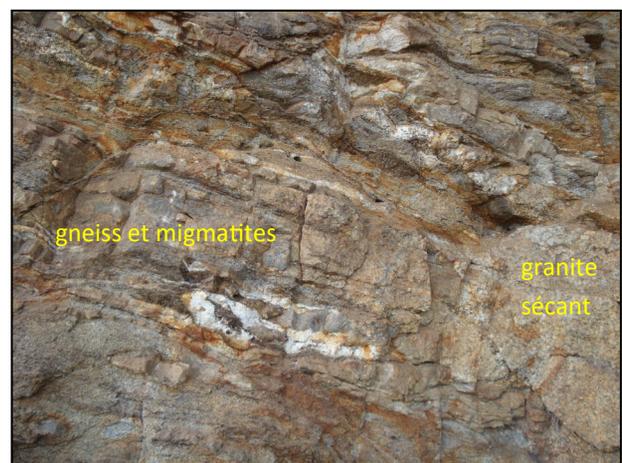
Pli de leucosome
(flanc supérieur étiré et boudiné et flanc inférieur épais et fracturé)



Pli de leucosome
(flanc supérieur épais et flanc inférieur très étiré)

Le découpage frustré de la petite falaise de la cale en petits ensembles superposés inclinés vers le Sud et parallèles au plan axial des plis serait une conséquence de ce cisaillement.

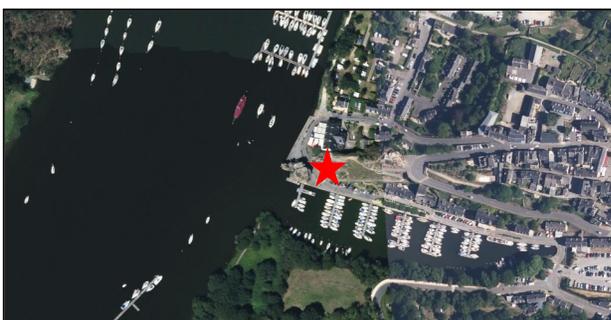
En remontant la cale, affleure un gros filon de granite clair, sécant par rapport aux gneiss et migmatites précédents et certainement le produit de leur anatexie.



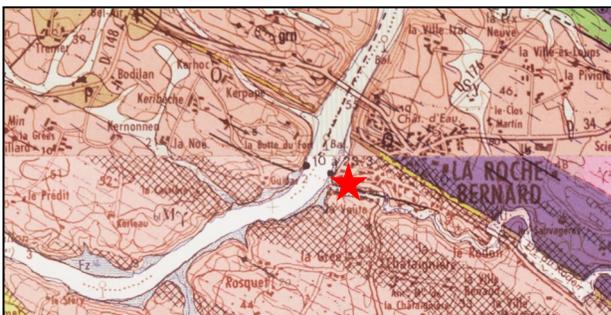
Arrêt 3 : Les Rochers du Ruicard à La Roche-Bernard



Situation de l’affleurement (Document Géoportail)

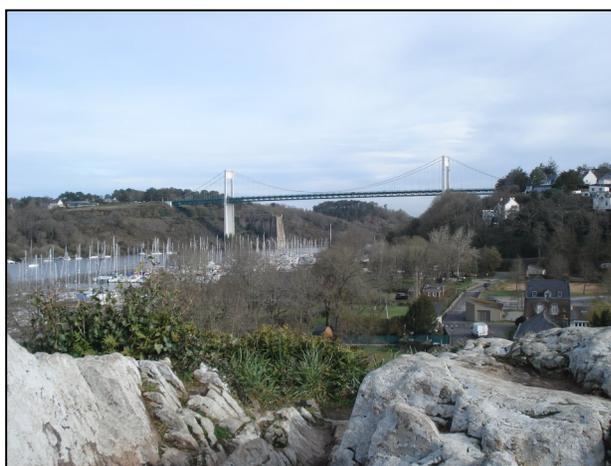


Vue aérienne de l’affleurement (Document Géoportail)



 *blMX*: Migmatites et granites blastomylonitiques de la Zone broyée Sud-Armoricaine (ZBSA)

Extrait de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de La Roche-Bernard (Document Géoportail)



Vue du pont suspendu depuis les Rochers du Ruicard

Au niveau des Rochers du Ruicard, la Vilaine franchit perpendiculairement, par une cluse encaissée de 40 m et large de 5 km, la Zone Broyée Sud-Armoricaine (ZBSA).

Cette ZBSA de direction NO-SE peut être suivie depuis le fond de la Baie d’Audierne jusqu’à Nantes où elle est connue localement sous le nom de « Sillon de Bretagne ». Il s’agit d’un grand décrochement dextre qui a joué à la fin de l’orogénèse varisque.

À la Roche-Bernard, ce décrochement dextre, synchrone de la mise en place de granites, a profondément affecté ces derniers qui présentent une foliation mylonitique et dans lesquels on peut mettre en évidence de nombreux critères de cisaillement. Localement, les granites peuvent être transformés en orthogneiss voire en mylonites.



Les Rochers du Ruicard

Les plans de foliation dans les mylonites sont pratiquement verticaux.

Ils présentent sur leur surface une linéation d’étirement nette qui plonge ici d’une vingtaine de degrés vers la droite donc vers le Sud-Est.



Sur d’autres plans verticaux, on peut observer des ressauts, des crochons qui indiquent que ces plans de foliation sont en même temps des plans de cisaillement qui ont joué en dextre.



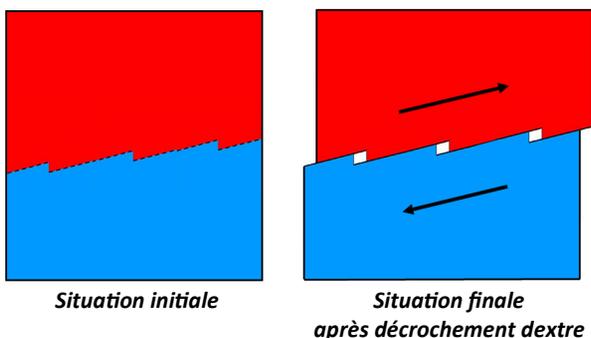
Pour le savoir, il suffit de passer la main sur la surface du plan parallèlement à la direction de la linéation.

Sur le bloc de roche de la photo ci-dessus, quand on déplace la main en allant de la droite vers la gauche, on « sent » alors comme des ressauts ou crochons, comme des marches que l’on descend.

En revanche, quand on la déplace de la gauche vers la droite, elle vient buter, cogner contre chacune des contremarches de ces mêmes ressauts.

Le bloc de roche qui nous fait face sur la photo s’est donc déplacé obligatoirement vers la droite. C’est le compartiment en rouge du schéma ci-dessous.

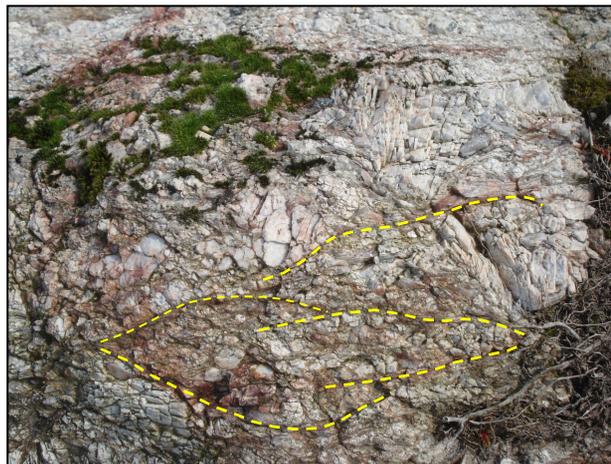
Au contraire, le compartiment bleu n’a pu que se déplacer vers la gauche. Il n’est plus visible actuellement suite à l’aménagement de la route.



Attention ! Sur le schéma ci-dessus, les deux compartiments sont vus de dessus.

Au sommet des Rochers du Ruicard, on retrouve tous les plans verticaux précédents (de foliation et de cisaillement) mais cette fois-ci observés par le dessus. On ne voit donc que leurs traces qui souvent dessinent comme des lentilles.

Le granitoïde est donc ici débité en lentilles séparées par des zones très laminées.



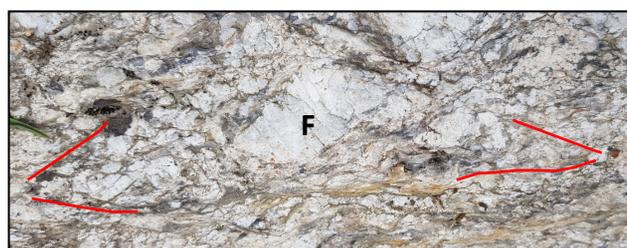
Granitoïde débité en lentilles

Il présente un aspect pegmatoïdique avec de très gros cristaux de quartz et de feldspath mais souvent cassés en plusieurs morceaux. Le protolithe devait donc être très vraisemblablement un granite porphyroïde qui a été écrasé lors d’une compression horizontale au cours de l’orogénèse varisque. Et puisque les porphyroblastes de quartz et de feldspath ont été brisés, cela signifie qu’il était complètement refroidi et non ductile.

Les zones laminées qui limitent les lentilles semblent constituées surtout de chlorite ce qui explique leur couleur un peu rouille. La chlorite provient certainement d’une déstabilisation de la biotite (minéral riche en fer) du protolithe granitique.

La photo ci-dessous est riche d’enseignement et vient confirmer le jeu dextre de la ZBSA.

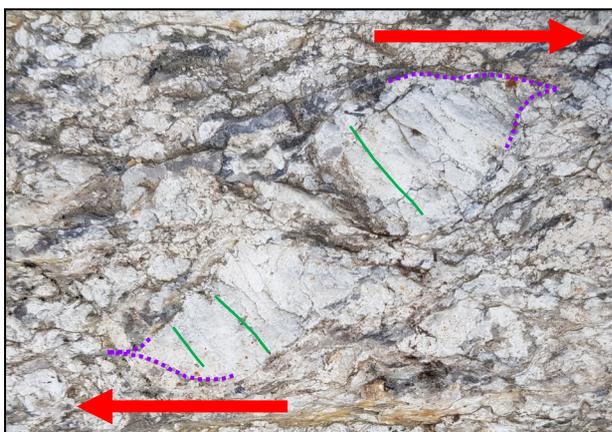
On y voit une lentille qui occupe toute la largeur de la photo et reconnaissable à son contour brun-rouille et à l’intérieur de celle-ci, un énorme cristal de feldspath.



— extrémités de la lentille F = cristal de feldspath

Le cristal de feldspath n'a pas sa forme typique rectangulaire. Il est déformé et présente un aspect sigmoïde avec deux extrémités amincies courbes, la supérieure venant tangenter la limite de la lentille.

D'autre part, il est clivé par de nombreuses fractures parallèles entre elles et perpendiculairement à son grand axe.



— fentes de tension
 extrémités effilées du cristal

Ces observations à l'échelle d'un phénocrystal de feldspath indiquent qu'il a été soumis à des forces de cisaillement et que le décrochement en cause est dextre.

Rappel : La ZBSA est un grand décrochement dextre de la fin de l'orogénèse varisque.

Puis étiré longitudinalement selon son grand axe, fragile parce que froid, il a répondu en se fracturant transversalement. Ces fractures correspondent à des fentes de tension.

Article de Hendrik Vreken

Photographies de D. Loizeau et J. Vreken

Bibliographie

« Le système fluvio-estuarien Pléistocène Moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ? - Bull. Soc. géol. France, 2001

« Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) des formations fluviatiles pléistocènes et des gisements archéologiques ou paléontologiques associés » - J-J. Bahain, M. Laurent, C. Falguères, P. Voinchet, S. Farkh et H. Tissoux - Quaternaire, 13, (2), 2002, p 91-103

« Les formations géologiques de l'ère quaternaire de l'estuaire de la Loire » - Cahiers indicateurs N°1, décembre 2006 - GIP Loire Estuaire

« Étude pétrographique et structural des schistes cristallins et granites granites en Basse-Vilaine » - P. Jégouzo - Thèse (1973)

« Pingos et palses : un essai de synthèse des connaissances actuelles » - A. Pissart - Inter-Nord n°17, 1985

« Géomorphologie périglaciaire » - A. Pissart - Belgische FRANQUI Leerstoel, 1987

Notices des cartes géologiques de La Roche-Bernard, Baud au 1/50000^{ème}

Sites internet consultés

<https://geosciences.univ-rennes.fr/histoire-geologique-de-la-falaise-de-la-mine-dor-penestin>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/Img713-2021-05-24.xml>

Sortie géologique en Charente-Maritime

La Pointe du Chay et la Falaise d'Yves

Dimanche 4 juin 2023

avec Laurent Rigollet

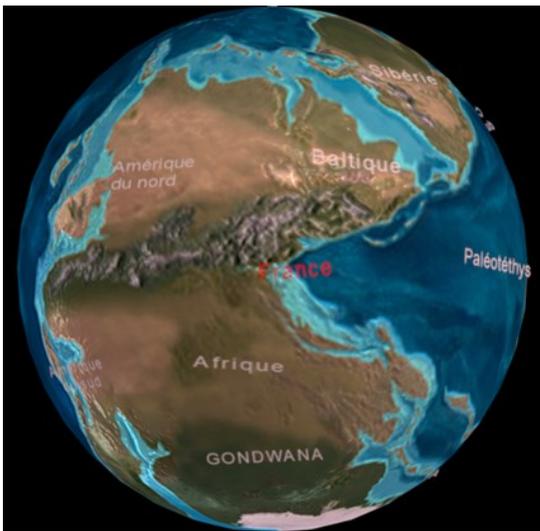


Laurent Rigollet, notre guide

Paléogéographie

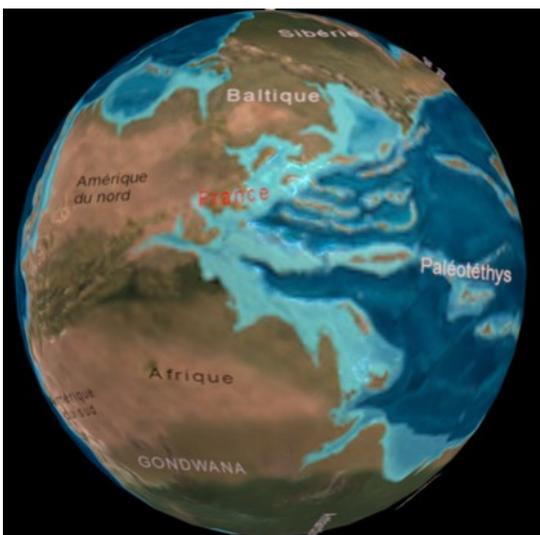
À l'issue de l'orogénèse varisque qui a uni Gondwana à Laurasia (union de Laurentia ou craton Nord-américain avec Baltica), il y a environ 300 Ma, tous les continents étaient réunis en un seul super-continent : la Pangée.

L'unique océan ou Panthalassa pénétrait alors dans cette Pangée, à peu près au niveau de l'équateur, en un large golfe, la Paléotéthys, bordé au Sud par Gondwana et au Nord, par Laurasia. Le Massif Armoricain et le Massif Central, collés à l'Ibérie (le Bassin Aquitain et le Golfe de Gascogne n'existaient pas à cette époque) se situaient au fond de ce golfe.

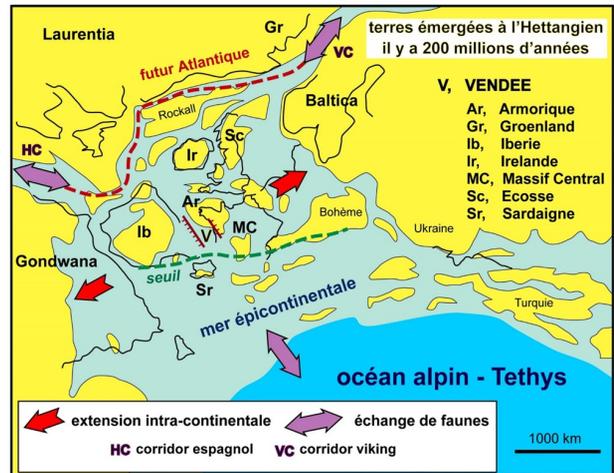


Au Permien puis au Trias, entre -300 et -200 Ma, la chaîne varisque s'érode, se pénélplanise en même temps que la Pangée se fragmente. Cette fragmentation est attestée en Vendée par l'existence de nombreux filons de lamprophyres aux environs de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, à La Chaume et à Jard-sur-Mer, filons qui ont été datés du Permien.

La Paléotéthys transgresse alors le fond du golfe qui devient une mer épicontinentale, peu profonde, parsemée d'une mosaïque de grands continents-îles dont Ibéria, Armorica, le Massif Central, la Bohême...



Au Jurassique inférieur, cette fragmentation se poursuit. La mer épicontinentale transgresse de plus en plus et s'approfondit.

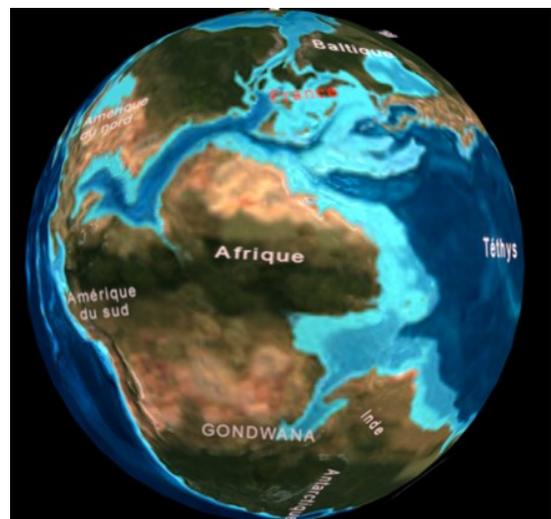


Paléogéographie au Lias (Jurassique inférieur)

Document A. Poulet - Extrait du bulletin n°19 de l'AVG

Entre Armorica et Ibéria, s'y déposent environ 15 m d'épaisseur de sédiments, conglomératiques et gréseux à la base puis de plus en plus calcaires.

Parallèlement, un Océan Atlantique Central s'ébauche entre Gondwana et Laurentia. S'esquissent également un Atlantique Nord entre le Groenland, lié à Laurentia, et Baltica, et un Océan Alpin ou Téthys Alpine entre Gondwana et tout un bloc Ibérie-Sardaigne-Corse-Briançonnais. L'Océan Atlantique Central et la Téthys Alpine communiquent alors par un grand accident transverse : la faille des Açores-Gibraltar.



Au Jurassique moyen et supérieur, l'éclatement de la Pangée se poursuit et Ibéria commence à se séparer franchement d'Armorica.

Un rift se crée entre ces deux masses continentales : le rift de Biscaye, futur Golfe de Gascogne, qui peu à peu va s'élargir et s'approfondir. Les faciès argilo-marneux sont alors dominants. Mais à partir de l'Oxfordien moyen, les dépôts deviennent localement récifaux, très précisément sur la marge Sud d'Armorica.

Ce faciès récifal va culminer et se généraliser à la fin du Jurassique supérieur, au Kimméridgien. Cette émergence s'explique par le fait que le rift de Biscaye s'élargissant, ses marges continentales, l'une au Sud d'Armorica et l'autre au Nord d'Ibéria se découpent en blocs crustaux basculés séparés par des failles normales et en même temps, se soulèvent par épaulement du rift.

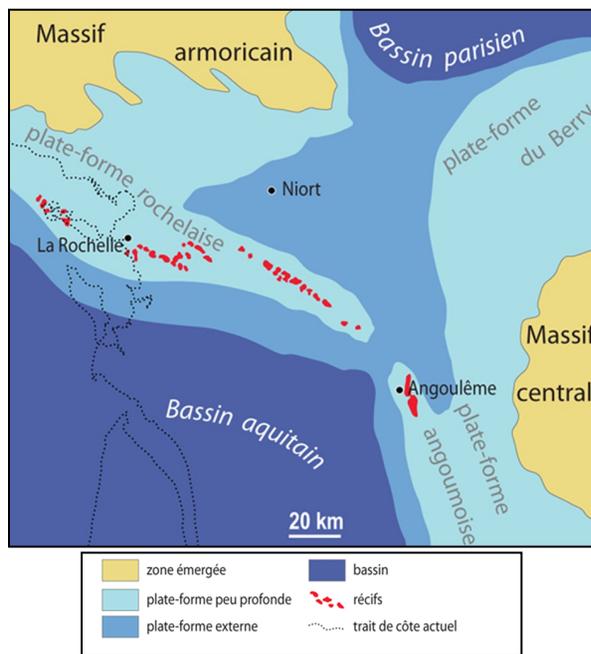
Sous un climat de type tropical, des récifs de coraux s'installent alors sur les nez de ces blocs basculés comme c'est le cas à La Pointe du Chay au Malm (âge Kimméridgien inférieur : -157 à -152 Ma), au Sud de La Rochelle, en Charente-Maritime.

En revanche, entre les nez de ces blocs basculés, des bassins marins se maintiennent. Mais parfois, ces derniers vont s'isoler temporairement de la haute mer, en arrière de ces barrières coralliennes, et évoluer en lagunes où se déposent des évaporites comme à Cherves-Richemont en Charente (âge Berriasien, Crétacé inférieur : -145 à -142 Ma). À Cherves-Richemont, on a découvert non seulement des Poissons mais aussi des animaux terrestres : Crocodiles, Tortues...

La localisation des aires coralliennes n'est en effet pas quelconque.

Au Kimméridgien inférieur, c'est toute la plateforme rochelaise qui est soumise à un régime corallien. La carte ci-dessous montre clairement qu'elle est de direction N130° ce qui implique que l'épaulement de la marge armoricaine du rift de Biscaye a réactivé tous les grands accidents structuraux varisques de la bordure Nord-Aquitaine.

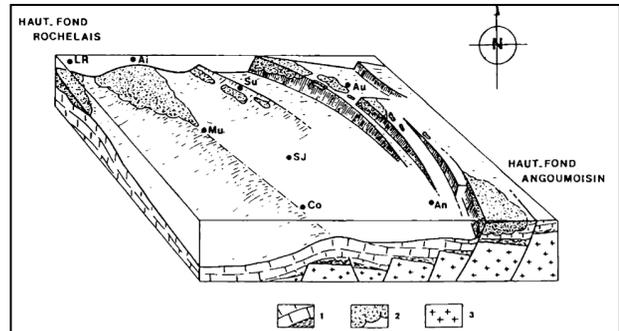
Un peu plus au Sud, ce faciès corallien rochelais se raccorde au haut-fond de l'Angoumois, via Ardillères, Surgères, Saint-Jean-d'Angély, Angoulême, coralligène dès l'Oxfordien supérieur, pour former ainsi un arc d'îlots récifaux.



Localisation des formations récifales du Kimméridgien sur la marge Sud d'Armorica

Leur alignement matérialise le nez d'un bloc basculé de la marge armoricaine du rift de Biscaye.

Le système récifal « rochelais » n'a pas créé un haut topographique unique mais plutôt différents foyers de forte production carbonatée peut-être liée à des conditions locales.



Écorché de la surface intra-Kimméridgienne inférieure à la fin de l'épisode corallien (d'après Hantzperge, 1985)

Légende : 1- Couverture sédimentaire anté-Kimméridgienne ; 2- Faciès coralliens ; 3- Socle hercynien découpé par des failles normales en blocs basculés

Ai : Aigrefeuille , An : Angoulême, Au : Aulnay, Co : Cognac, LR : La Rochelle, Mu : Muron, SJ : Saint-Jean-d'Angély, Su : Surgères

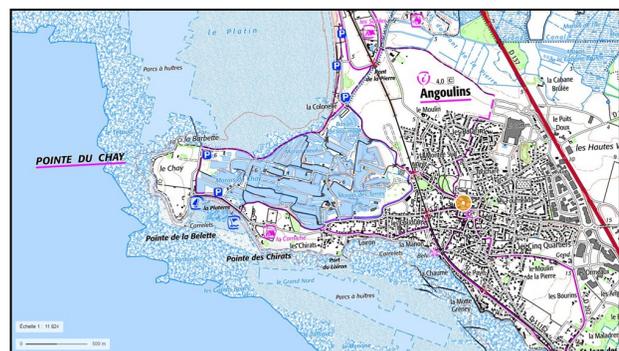
Arrêt 1 : La Pointe du Chay (Kimméridgien inférieur)

Au-dessus des calcaires micritiques à faune benthique (Nérinées et *Montlivaltia*) de la Pointe de Roux à Aytré d'âge Kimméridgien inférieur se développe un peu plus au Sud, sur la commune d'Angoulins, la très belle formation récifale de la Pointe du Chay.

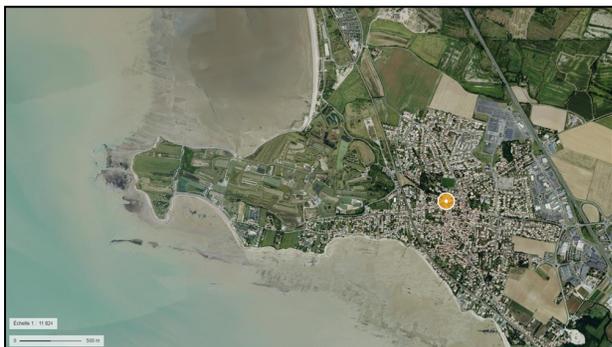
Ce site fut choisi avec quatre autres par Alcide d'Orbigny pour définir un étage stratigraphique : le « Corallien », un tel choix ayant été guidé par sa richesse paléontologique.

Dans cette péninsule située entre la Baie d'Aytré au Nord et la Plage de la Platère au Sud, ce sont en effet 1200 m de falaises côtières, facilement accessibles à marée basse et hautes de 3 à 9 m, qui exposent une très belle coupe du Kimméridgien inférieur.

Aujourd'hui, chaque grande tempête rafraîchit les affleurements et permet d'en découvrir de nouveaux mais leur fréquence et leur puissance augmentant, force est de constater que le recul est inéluctable.



Situation de la Pointe du Chay (Document Géoportail)

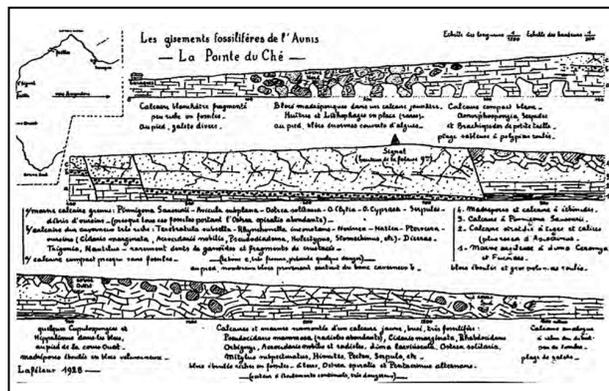


Vue aérienne (Document Géoportail)



Extrait de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de La Rochelle - Île de Ré (Document Géoportail)

Ferdinand Laféteur (1928) donne, lui, une description des différentes couches de la Pointe du Chay, qu'il complète par un relevé stratigraphique assorti d'une carte dans laquelle figurent les différentes failles.



Coupe géologique de F. Laféteur (1928)

Jean Lafuste, par ses travaux, put expliquer que les récifs du Chay ne sont pas tous contemporains. Par une étude minéralogique, il démontre l'existence de deux épisodes récifaux et fait ressortir que la disparition du premier récif est due à des changements environnementaux. Son étude précise des quatre failles qui se succèdent confirme bien le fait de deux épisodes récifaux.

(d'après [asnat.fr](https://asnat.fr/Pointe du Chay) Pointe du Chay)

<https://asnat.fr/Dossier-Coin-amateur/pointeduchay.pdf>

A- Généralités

1- Historique des découvertes

Les connaissances actuelles sur le Jurassique supérieur des Charentes doivent beaucoup à **Alcide d'Orbigny** (1802 - 1857) qui a vécu entre 1815 et 1821 à Esnandes puis à La Rochelle avant de gagner Paris en 1824.

C'est le site de la Pointe du Chay, très riche en fossiles, qui lui permit de créer un étage du Jurassique supérieur : le « **Corallien** ». En fait, par souci de simplification sans doute, d'Orbigny a rassemblé dans cette même entité stratigraphique des faciès assez semblables mais jusque là diversement nommés : « Calcaire à Nérinées », « Calcaire à Astarte », « Oolithe corallien », « Calcaire corallien ».

L'étage « Corallien » était placé entre l'Oxfordien et le Kimméridgien. Ses terrains s'étendaient depuis La Rochelle jusqu'à l'Île d'Oléron. L'appellation « Corallien » est aujourd'hui abandonnée.

Alcide d'Orbigny, dans son « Cours élémentaire de Paléontologie » a noté que les récifs s'étaient probablement formés sous des eaux près des côtes avec des périodes calmes à agitées. Il précise en ce qui concerne la faune, que celle-ci a soit été enrobée de sédiments fins, soit de débris organiques disposés en bancs horizontaux. Pour la composition minéralogique des couches coralliennes, il reconnaît trois couches :

- une couche de petits bancs de calcaires marneux, jaunâtres ou grisâtres,
- une couche formée d'une masse de Polypiers enchâssés dans un calcaire compact très dur,
- la troisième couche formée d'un calcaire oolithique.

2- Les deux épisodes récifaux principaux

Premier épisode récifal : Au-dessus de la discontinuité qui achève les Calcaires d'Aytré, les calcaires se chargent brusquement de lentilles bioclastiques grossières en même temps qu'apparaissent des biohermes volumineux. Ce premier épisode récifal s'achève par une assise de calcaire oolithique surmontée d'une couche de calcaire bioclastique à *Xestosina subsella* et *Nanogyra nana*, elle-même terminée par un hard-ground couvert d'Huîtres.

Deuxième épisode récifal : Il débute par un biofaciès marneux à *Trichites saussurei* où l'on peut rencontrer *Paracenoceras giganteus*, Échinides, Crinoïdes, etc... Cette association est rapidement remplacée par une faune récifale avec d'importants biohermes à *Calamophyllipsis* et *Stylina*. Ce niveau est bien daté par de rares *Ardescia pseudolictor* et *Paraspidoceras rupellense*.



Localisation des deux failles principales de la Pointe du Chay (Document Géoportail)

3- Généralités sur les récifs coralliens et les Coraux

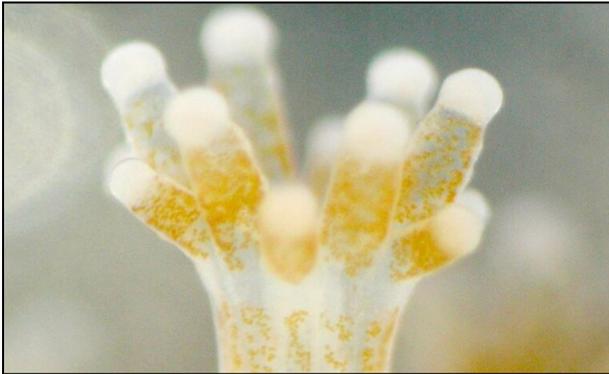
Le terme « récif » désigne une surélévation topographique par rapport au fond environnant qui résulte de l'activité constructive de Coraux et qui est capable de croître en milieu de forte énergie hydrodynamique et donc de résister à l'action des vagues de tempête.

Les Coraux appartiennent à l'embranchement des Cnidaires, à la classe des Anthozoaires, à la sous-classe des Hexacoralliaires et à l'ordre des Scléactinaires (= « coraux durs »).

Ils possèdent un exo-squelette calcaire de nature aragonitique.

Les Coraux participant à l'édification des récifs tropicaux sont des **espèces hermatypiques**, c'est-à-dire qu'elles abritent des Algues microscopiques symbiotiques (surtout des Zooxanthelles) qui vivent à l'intérieur de leurs tissus mous.

Et du fait de leur symbiose avec ces Zooxanthelles qui exigent de la lumière pour leur photosynthèse, les

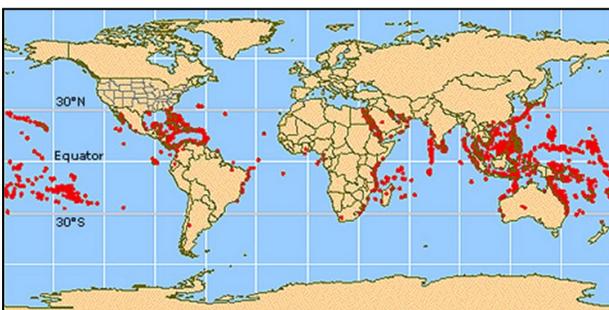


Polype de Corail avec ses Zooxanthelles symbiotiques vues par transparence

Coraux hermatypiques sont soumis à des contraintes écologiques strictes et qui varient selon les espèces.

Les différentes exigences écologiques sont notamment :

- *la température des eaux de surface* : elle doit être comprise entre 18 et 35°C. En conséquence, ils n'existent que dans la zone intertropicale sauf exceptions en rapport par exemple avec la présence d'un courant marin chaud.



Carte mondiale de répartition des récifs de corail hermatypique

Document Wikipedia

- *la salinité* : elle doit être comprise entre 34 et 45‰. Les

Coraux peuvent tolérer des salinités très élevées. En revanche, ils craignent les basses salinités ce qui explique leur absence au débouché des fleuves.

- *les nutriments* : le développement des Coraux nécessite des eaux appauvries en éléments nutritifs. Leur croissance est optimale lorsque les concentrations moyennes respectives des nitrates et des phosphates n'excèdent pas respectivement 2 et 0,2 μmol/l.

- *la luminosité* : les Coraux ont besoin de lumière pour que l'activité photosynthétique de leurs algues symbiotiques soit assurée. Ils se développent donc dans la zone euphotique, correspondant à l'étage infralittoral (profondeur maximale de 50 m).

- *l'énergie hydrodynamique* : les Coraux se développent aussi bien dans les eaux calmes que très agitées.

- On sait que les Coraux disposent de mécanismes ciliaires pour attirer les particules alimentaires en suspension mais l'agitation de l'eau, en soulageant ces mécanismes, augmente leur vitalité.

- L'énergie hydrodynamique a également un rôle sur la morphologie des colonies coralliennes. Les formes coralliennes robustes domineront en milieu agité alors que les formes graciles domineront en milieu calme.

- *la turbidité des eaux* : les eaux doivent être claires. L'apport de particules en suspension, notamment par les rivières, entraîne une augmentation de la turbidité et ainsi une réduction de la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau, ce qui a pour effet une diminution du taux de croissance des Coraux.

Remarque : Les récifs à Coraux zooxanthellés peu profonds ne sont pas les seules bioconstructions des océans d'aujourd'hui. En effet, de nombreux sites comme les côtes d'Europe occidentale ou du Groenland montrent des récifs relativement profonds avec parfois des accumulations coralliennes azooxanthellées massives.

4- Le climat au Jurassique

Au Kimméridgien, le climat était globalement chaud et humide. La différence de température entre les pôles et l'équateur était faible. Une période de « greenhouse » devait régner à la surface du globe.

Une période de « greenhouse » correspond à une période chaude de l'Histoire de la Terre due à un effet de serre important et caractérisée par une faible amplitude thermique entre les pôles et l'équateur et l'absence de calottes polaires.

Cependant, au cours du Kimméridgien, des changements climatiques importants ont eu lieu comme l'on montre les variations du $\delta^{18}\text{O}$.

5- Structure d'un récif actuel

Même lorsque les Scléactinaires sont abondants dans un récif, ils ne constituent jamais à eux seuls toute la masse calcaire du récif.

Des Algues calcaires (*Lithothamnion sp.*), des Foraminifères, des Hydrocoralliaires (*Millepora*), des Annélides Polychètes (Serpules), des Spongiaires, des Bryozoaires, des Mollusques Gastéropodes et Lamelli-branches, des Crustacés Cirripèdes, des Échinodermes, ... apportent leur contribution calcaire en venant occuper tous les trous, les interstices qui sont autant d'abris et de biotopes.

Ils contribuent ainsi tous à la compaction de l'édifice au même titre d'ailleurs que des « Anémones » à corps mous qui vont jouer plus ou moins le rôle de ciment, de gelée organique.

Mais des études relativement récentes (forages dans des récifs) ont montré que ce sont en fait les **microbialites** qui forment le composant structural et volumétrique majeur de la trame récifale.

Leur développement est en effet maximal dans les trames récifales lâches, à nombreuses cavités, composées par exemple par des Coraux branchus.

Au contraire, leur abondance est minimale dans les trames récifales compactes et massives formées par les Coraux massifs et épais.

6- Les microbialites

Le mot « microbialite » est féminin et on l'écrit de préférence sans « h ».

Étymologie : « *micro* » = *petit*, « *bio* » = *vie* et « *lithos* » = *Pierre*

Les microbialites sont définies comme des structures organo-sédimentaires constituées par des communautés d'organismes benthiques uni- ou pluricellulaires microscopiques, disposées en tapis, qui piègent et lient des particules sédimentaires détritiques et sont le lieu d'une précipitation minérale qu'ils induisent ou facilitent.

La formation d'une microbialite est donc la conséquence d'une somme de processus conduisant à la lithification, essentiellement calcaire, d'un tapis microbien.

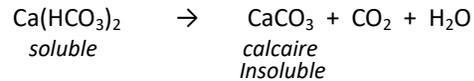
Les principaux microorganismes impliqués dans la formation de ces microbialites sont les Cyanobactéries et certains Eucaryotes comme les Diatomées qui ont en commun la propriété de sécréter en abondance un mucilage riche en polysaccharides (glucides complexes) dans lequel peuvent venir proliférer des Bactéries au métabolisme très varié : phototrophes anoxygéniques ou oxygéniques, hétérotrophes aérobiques ou anaérobiques, sulfuroductrices ...

Tout le monde connaît les Stromatolites. Les Stromatolites sont un exemple de microbialites fabriquées par des Cyanobactéries.

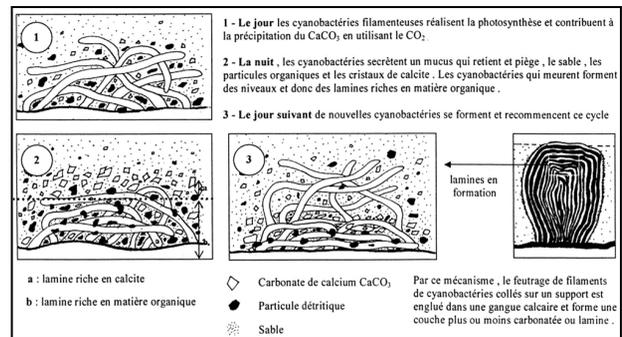
Les Cyanobactéries, êtres procaryotes, peuvent être unicellulaires. La plupart du temps cependant, après mitose, les cellules restent unies par une enveloppe mucilagineuse. Elles forment ainsi des colonies filamenteuses ou sphériques, parfois ramifiées.

Les Cyanobactéries sont essentiellement phototrophes, c'est-à-dire qu'elles tirent leur énergie de la lumière. L'absorption de la lumière chez ces organismes photosynthétiques implique la possession de pigments : chlorophylle, phycocyanine, phycoérythrine, carotène... également connus chez les plantes vertes supérieures.

Par photosynthèse, elles absorbent le CO₂ présent dans les ions hydrogénocarbonate (HCO₃)⁻ solubles dans l'eau provoquant ainsi la précipitation des ions carbonate CO₃²⁻ insolubles et donc de calcaire selon la réaction :



Du fait de cette réaction, les Cyanobactéries se recouvrent d'une mince pellicule de calcaire blanc qui vient opacifier la couche de mucilage qui les entoure. Des particules sédimentaires (grains de sable, argile, ...) participent aussi à cette opacification. Elles ne reçoivent plus alors suffisamment de lumière pour photosynthétiser et meurent. Un nouveau lit de Cyanobactéries va quand même se développer à la surface de cette couche « moribonde » à partir de cellules de résistance (akinètes, endo- et exospores) ou de fragments de filaments (hormogonies) qui se sont détachées avant l'opacification et qui viennent ensuite se déposer, se coller sur la couche mucilagineuse imprégnée de calcaire et de particules détritiques. Et ainsi de suite...



La colonie s'épaissit ainsi avec le temps pour former ou bien des tapis algaires ou « algal-mats » ou parfois de véritables constructions récifales en forme de champignons : les Stromatolites.

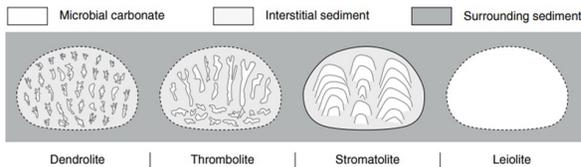
*** À l'échelle de la mésostructure, on distingue quatre principales catégories de microbialites :**

- les stromatolithes : le terme « stromatolithe » (du grec « *stroma* », étaler et « *lithos* », pierre) définit des dépôts en croûte laminés d'origine microbienne. Les stromatolithes se développent aussi bien en milieu subaérien, qu'en milieu supratidal, intertidal ou subtidal.

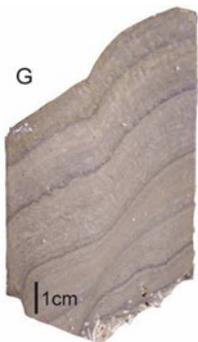
- les thrombolithes : le terme « thrombolithe » (du grec « *thrombos* », grumeaux et « *lithos* », pierre) désigne des dépôts microbiens caractérisés par une texture grumeleuse. Ces grumeaux peuvent être de forme plus ou moins arrondie et irrégulière. Aujourd'hui, les thrombolithes se développent principalement en domaine subtidal marin.

- les dendrolithes : le terme « dendrolithe » (du grec « *dendron* », arbre et « *lithos* », pierre) désigne des dépôts microbiens formant des structures centimétriques en forme de buisson. À la différence des thrombolithes et des stromatolithes, ils n'agglutinent pas de particules sédimentaires détritiques.

- les léiolithes : le terme « léiolithe » (du grec « léios », homogène ou uniforme et « lithos », pierre) désigne des dépôts microbiens ne présentant pas de structure interne visible. Cette structure résulterait d'une accréction régulière et/ou posséderait une composition homogène. Aujourd'hui, à Shark Bay en Australie ou à Lee Stocking Island aux Bahamas, les microbialites léiolithiques sont fréquemment observées associées aux stromatolithes et thrombolithes.



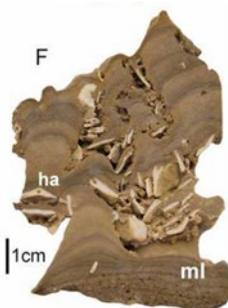
Extrait de la thèse de Bouton A. (2016)



Microbialites laminées formées d'une alternance de lamines planes de couleurs différentes (gris plus ou moins foncé).



Corail encroûtant (c) surmonté par des microbialites laminées (ml) puis par des thrombolithes (t).

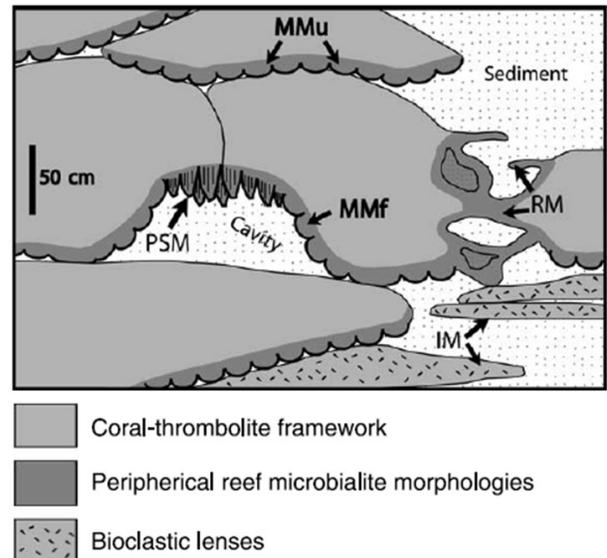


Microbialites laminées (ml) formant des colonnes (co) entre lesquelles sont piégés des articles d'Halimeda (ha) (Algue verte de la famille des Ulva-cées).

Extrait de la thèse de SEARD C. (2010)

* **À l'échelle de l'affleurement**, les microbialites peuvent présenter différentes formes :

- mamelonnée (MMu et MMf) sur le toit ou les côtés des cavités,
- pseudostalactitique (PSM) sur le toit des cavités,
- réticulée (RM) entre les bioconstructions coralliennes,
- et interstitielle (IM) en voile sur les lentilles bioclastiques.



Localisation des différents types de morphologies de microbialites dans les récifs de la Pointe du Chay

d'après Ollivier N. et al. (2002)

Classification of microbialite morphologies (macroscopic-scale)	PSEUDOSTALACTITIC	MAMMLATED		RETICULAR	INTERSTITIAL
		Bioherm flanks	Bioherm undersides		
	Oyster	Coral	Coral	Lithocodium	Bioclast
	5cm	5cm	5cm	5cm	5cm
Associated encrusters	Oysters	Si-Sponges	Ca-Sponges	Thecididae*	Bryozoans*
	Serpulids*	Terebellata	Talitridae	Lithocodium	Bacchella
	Trogbotella	Koskinobullina			

Classification des morphologies macroscopiques des croûtes microbiennes observées à la Pointe du Chay et abondance relative des principaux organismes associés qui s'y incrustent

Légende des schémas du haut : allomicrite en blanc - microbialites en gris.

Abréviations : Si-Sponges = Éponges siliceuses - Ca-Sponges = Éponges calcaires.

d'après Ollivier N. et al. (2002)

B- Le premier épisode récifal à La Pointe de la Barquette

Au-dessus des calcaires micritiques à faune benthique (Nérinées et *Montlivaltia*), apparaissent brusquement les premiers biohermes à *Calamophylliopsis*.



À leur niveau, les strates de calcaire fin sont déformées et fracturées.

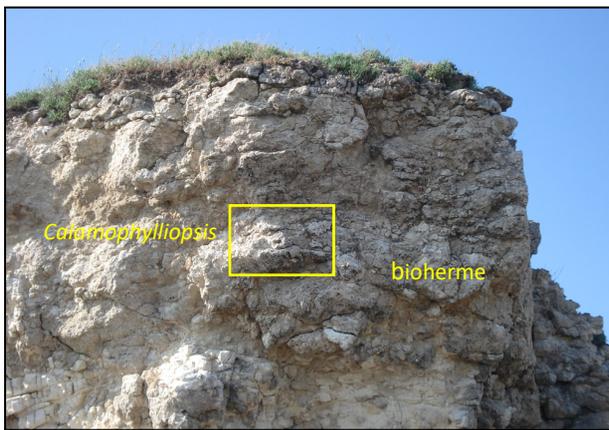


Colonie de Calamophylliopsis

Les branches sont vues à la fois de profil et en section.

Au plafond de quelques cavités, on peut observer des microbialites de forme stalactitique.

En revanche, sur les côtés dominent les formes mamelonnées, voire sphériques à surfaces lisses ou bosselées, localement colonisées par des Huîtres, des Éponges, des Bryozoaires, des Serpulinés ou des Brachiopodes.



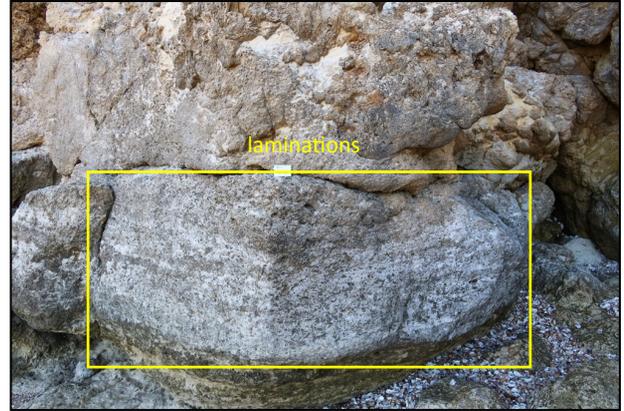
Bioherme à Calamophylliopsis accompagné de nombreuses petites microbialites hémisphériques



Microbialites pseudostalactitiques au plafond d'une cavité



Sur certains blocs de microbialites vus de profil, on devine très nettement la structure laminaire.
C'est le cas du bloc de la photographie ci-dessous où l'on constate que la fraction détritique (ou plutôt bioclastique) représentée par les éléments sombres n'est pas négligeable.



Microbialites de forme mamelonnée sur les côtés d'une cavité
Mais ce n'est pas systématique.



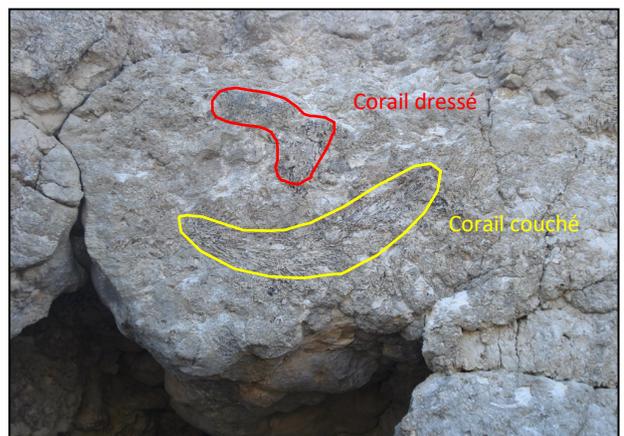
Détail de la photo précédente montrant l'importance de la fraction bioclastique

Sur le bloc suivant, on observe nettement des rameaux de *Calamophylliopsis* inclus dans des masses mamelonnées de microbialites.

Le bloc étant en place, on a également l'impression qu'il y aurait deux générations de *Calamophylliopsis*, les grands rameaux du bas étant couchés et les petits du haut bien dressés.



Au plafond, microbialites mamelonnées.



Tout se serait passé comme si les Coraux du bas avaient été cassés puis soudés par des microbialites avant que ne se réinstallent de nouveaux Coraux.
Peut-être aurait-on eu là un épisode d'érosion du récif ?

En falaise et également au pied de la falaise, on peut observer des microbialites interstitielles emballant des lentilles bioclastiques dans lesquelles on peut trouver divers bioclastes tels que des Lamellibranches, des Gastéropodes, des radioles d'Oursins, des morceaux de *Calamophylliopsis*, des Serpulidés...



Microbialite interstitielle englobant une lentille bioclastique



**Microbialite interstitielle
imprégnant un bloc de *Calamophylliopsis***



Détail de la photo précédente



Détail des bioclastes d'une lentille (Corail, radioles d'Oursins, coquilles de Lamellibranches, etc...)

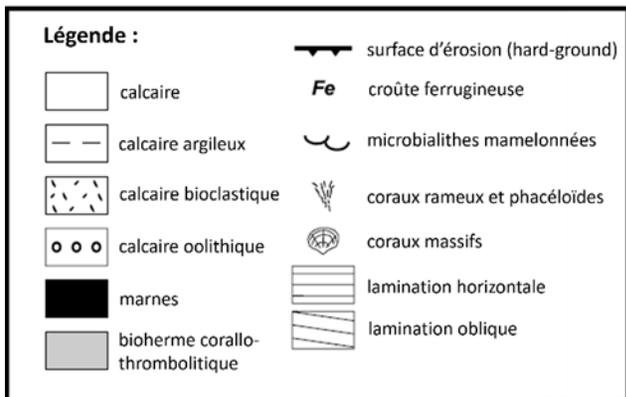
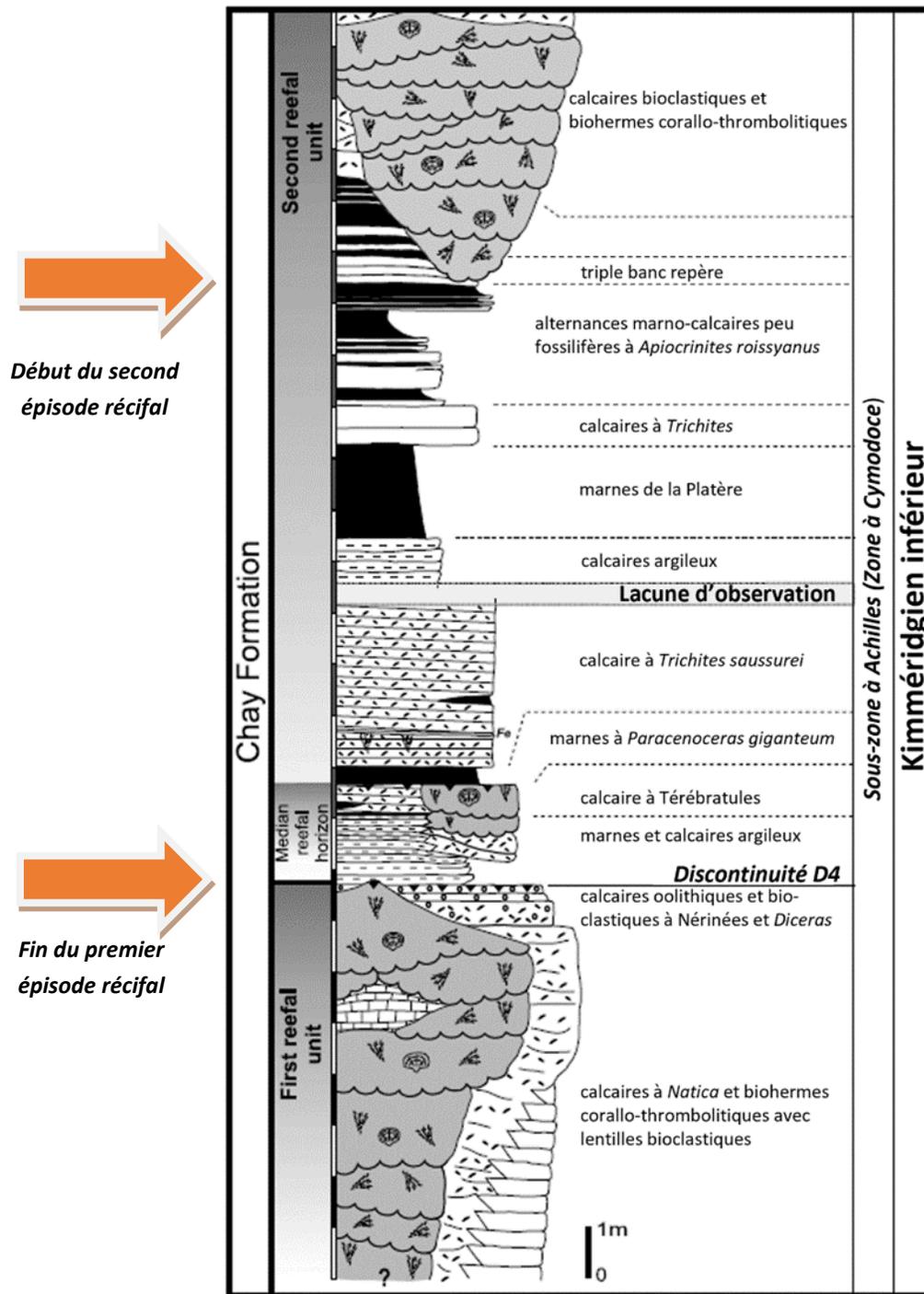


**Vue d'ensemble sur l'enfilade des cavités
abritant les microbialites**

Toutes ces grottes que l'on a longées ont constitué autant de refuges pour différents organismes (Huitres, Serpules, Bryozoaires, etc...) en même temps qu'elles ont favorisé le développement des voiles microbiens et les encroûtements de microbialites.

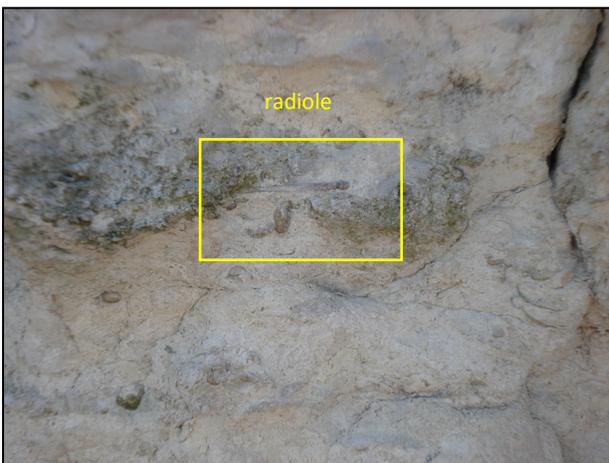
Ici prend fin le premier épisode récifal.

La fin de ce premier épisode récifal serait due à une diminution de la hauteur d'eau donc à une régression dont la cause serait tectonique : soulèvement de la marge Nord du rift de Biscaye et relèvement des nez des blocs basculés.



Colonne stratigraphique du Kimméridgien inférieur de la Pointe du Chay
(d'après OLIVIER N. - 2000)

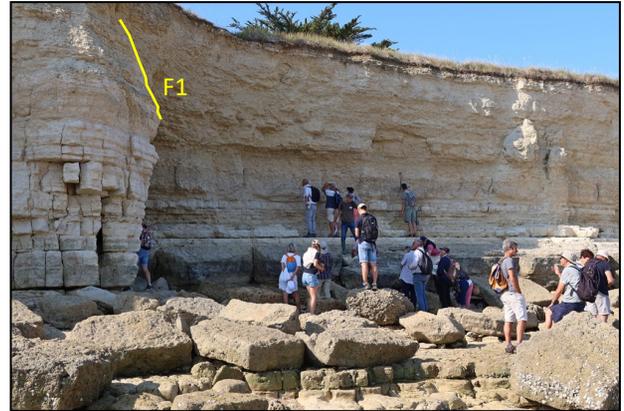
Un peu plus loin, là où se trouve le groupe, on a pu récolter quelques radioles d'Oursins.



Radiole de l'Oursin *Gymnocidaris*

Sur la photographie suivante, on est au niveau de la faille F1.

On peut en effet remarquer que les personnes de droite qui font face à la falaise déambulent sur un « trottoir » à 1,5 m de hauteur environ alors que ce « trottoir » est absent tout à fait à gauche de la photo.

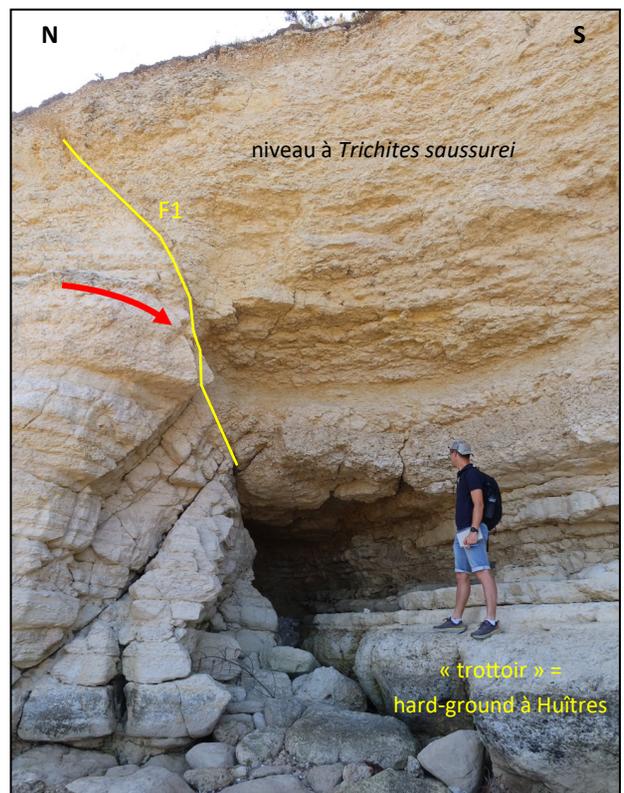


Comme le montre la photo suivante, on a là une faille qui a soulevé le compartiment de gauche donc Nord comme le montre le rebroussement vers le bas des strates de gauche. F1 est donc une faille normale.

Cette faille, orientée en gros Est-Ouest et dont le rejet est estimé à 10-15 m, a permis l'apparition de l'« assise à Térébratules » devant laquelle sont en train de gratouiller quelques AVGistes sur la photo ci-dessus !

Le « trottoir » correspond en fait à un hard-ground riche en Huîtres que l'on peut suivre en bas de falaise même si en certains points il peut être ensablé.

En haut de la falaise, apparaît également le niveau à *Trichites saussurei*.

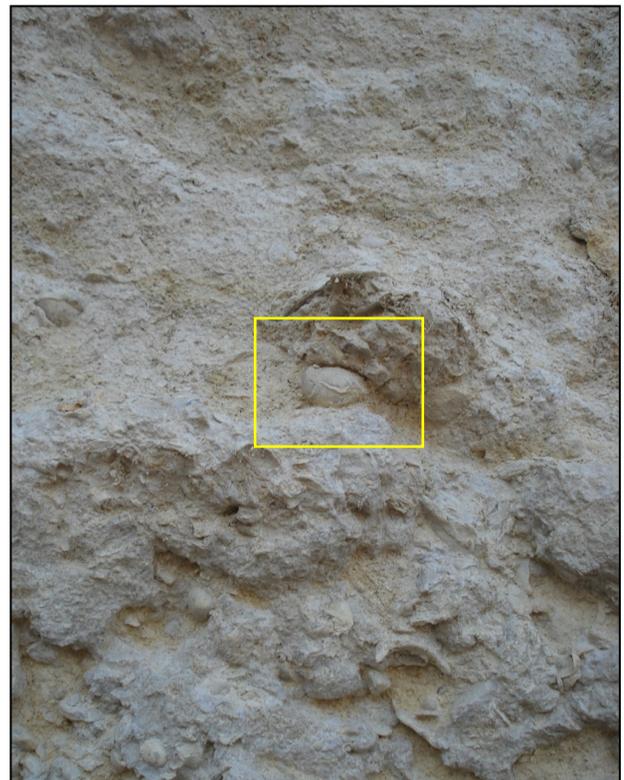




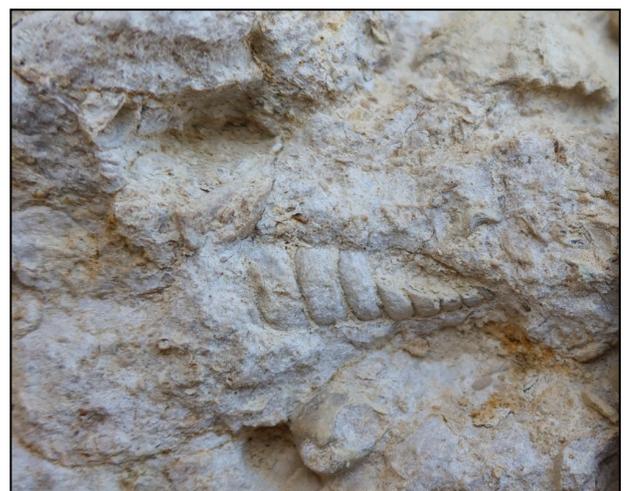
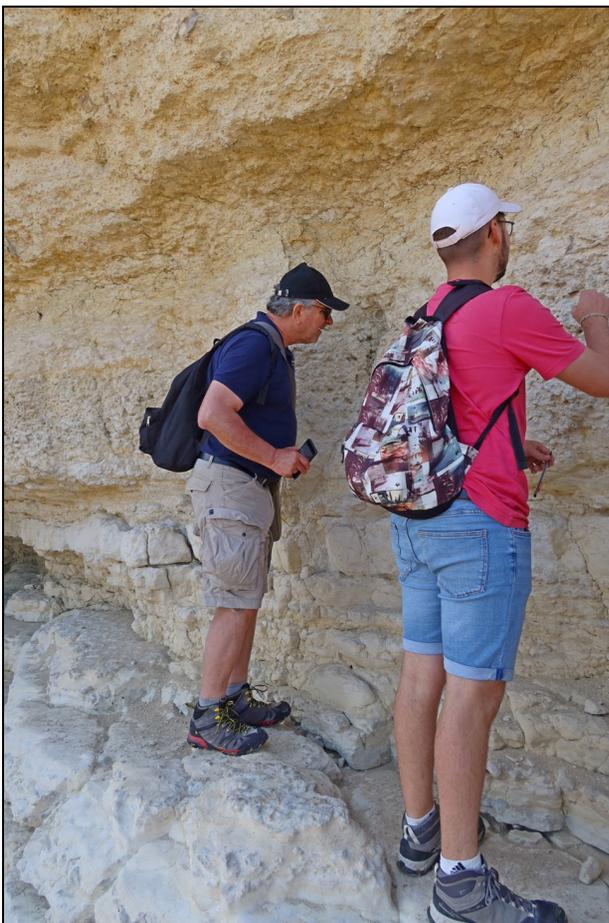
Dans l'assise à Térébratules, on a pu trouver de nombreux fossiles (Brachiopodes, radioles d'Oursins, Gastéropodes, etc...).



Radiole d'Oursin



Térébratule (Brachiopode)



Gastéropode et Lamellibranche



Quelques radioles d'Oursins récoltés
(*Pseudocidaris mammosa* et *Balanocidaris marginata*)



Pseudocidaris mammosa (Collection Laurent Rigollet)



Balanocidaris marginata (Collection Laurent Rigollet)

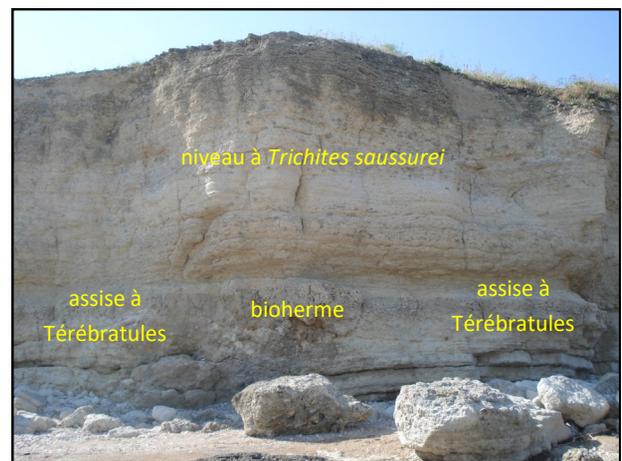
Avant d'aborder la pointe suivante, on peut observer une faille secondaire qui décale l'assise à Térébratules. Il s'agit également d'une faille normale comme F1 avec un rejet de l'ordre de 40 à 50 cm.



Faille secondaire normale parallèle à F1

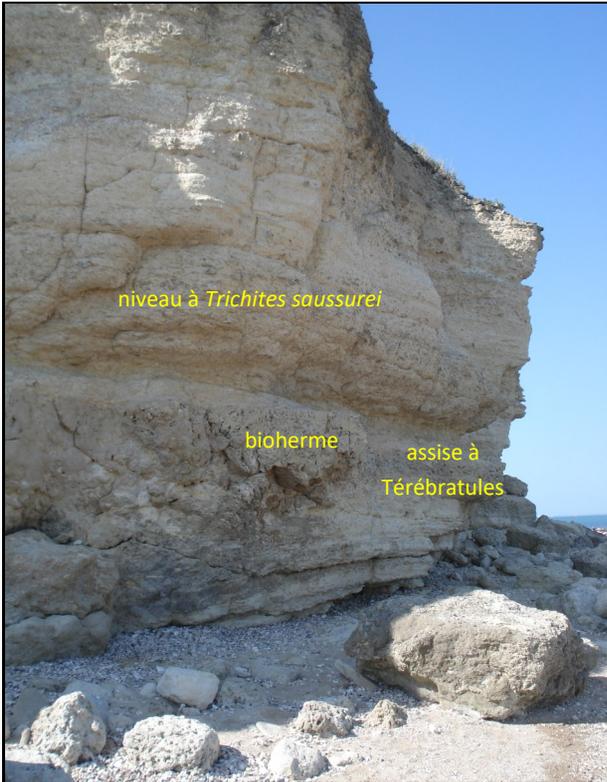
À la petite pointe, on observe un petit bioherme qui interrompt l'assise à Térébratules. Il est isolé et peu volumineux.

On retrouve au-dessus le niveau à *Trichites saussurei*.



On n'est donc pas encore au niveau de l'affleurement correspondant au second épisode récifal.

Sur la colonne stratigraphique du Kimméridgien inférieur de la Pointe du Chay (page 51), on en fait un petit horizon dit « récifal médian ».



Autre vue du petit bioherme de l'horizon récifal médian



Niveau à *Trichites saussurei*



Bloc de calcaire de l'estran provenant du niveau à *Trichites saussurei*, riche en *Nanogyra nana*



Trichites saussurei

Trichites saussurei est un Mollusque Lamellibranche voisin de la Moule (il appartient à l'ordre des Mytilidés) mais surtout des Pinnes actuelles (famille des Pinnidés) que l'on peut trouver en Méditerranée.

Pinna nobilis est un bivalve qui peut atteindre 1 m de long. Les valves sont symétriques et cunéiformes: elles sont arrondies dans leur partie supérieure et se rétrécissent pour se terminer en pointe au niveau de la charnière. Cette partie n'est pas visible car la Pinne ou « Jambonneau » vit plantée à la verticale, enfoncée jusqu'au tiers de sa longueur, dans le sable ou la vase au milieu des herbiers de Posidonies (*Posidonia oceanica*). La surface de la coquille est brunâtre et écailleuse et souvent recouverte d'Algues et petits Invertébrés (Hydrides, Spongiaires, Bryozoaires) et d'Ascidies (Chordés).

<https://www.mer-littoral.org/14/pinna-nobilis.php>



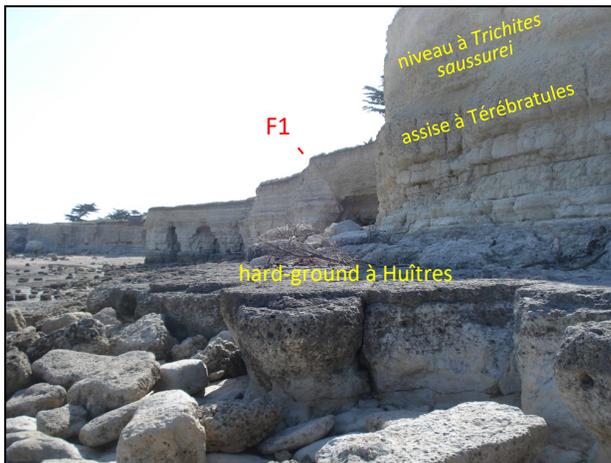
Pinna nobilis (ou « Jambonneau »)
 - en haut, en position de vie ; - en bas, coquille

On peut trouver aussi dans ce niveau à *Trichites saussurei* des Oursins : *Holactypus corallinus* et *Pygaster gresslyi*.



Holactypus corallinus (à gauche) et *Pygaster gresslyi* (à droite)
(Collection Laurent Rigollet)

La pointe une fois passée, on retrouve alors le « trottoir » du hard-ground à Huîtres.



Hard-ground à Huîtres

Sur la colonne stratigraphique du Kimméridgien inférieur de la Pointe du Chay (page 51), ce hard-ground correspond à la discontinuité D4.

Définition de « hard-ground » : « Surface encroûtée d'oxydes de fer et de manganèse, parfois accompagnés de glauconie et/ou de phosphate, pouvant être taraudée par des animaux perforants ou porter des organismes encroûtants montrant souvent des traces de dissolution. On observe les hard-grounds dans les sédiments marins, notamment au sommet de séries calcaires, et on pense qu'ils traduisent un arrêt de la sédimentation causé par l'activité de courants de fond. »

Ce hard-ground étant recouvert d'Huîtres et les Huîtres actuelles vivant dans la zone de balancement des marées ou le bas-estran ou les petits fonds entre 0 et 5 m, il indique ici une émergence par application du Principe de l'Actualisme.

C'est l'émergence que l'on a évoquée page 50 et qui a mis fin au premier épisode récifal.



Surface du hard-ground avec Huîtres et trous de perforation effectués par des animaux térébrants type « Pholades »

Au pied du hard-ground, de nombreux blocs éboulés permettent de mieux observer à la fois le hard-ground (surface d'émergence) à Huîtres et le calcaire bioclastique du niveau à *Trichites saussurei*.

Parmi ces blocs, ce bloc énigmatique !



Récif de microbialites ? Solenopora ?

On entre ensuite dans une anse où dominent les niveaux marneux : les marnes de la Platère à la base et les alternances marno-calcaires à *Apiocrinites roissyanus* au-dessus.

Ce dernier niveau très caractéristique avec ses trois bancs de calcaire superposés constitue un excellent niveau-repère.

À l'extrémité Sud de l'anse, on voit déjà affleurer en falaise, juste au-dessus du triple banc repère Apio, un gros bioherme qui monte jusqu'au sommet de la falaise. C'est à partir de ce point que les biohermes vont de nouveau prendre de l'importance et que débute le second épisode récifal de la Pointe du Chay (voir page 51).

Auparavant, on a franchi la faille F2 bien visible sur l'estran et en falaise. Comme la faille F1, elle est orientée Est-Ouest et est normale comme le montre là-aussi le rebroussement vers le bas des strates de gauche. Elle est pentée vers le Sud et fait disparaître l'assise à Térébratules et apparaît les marnes de la Platère.



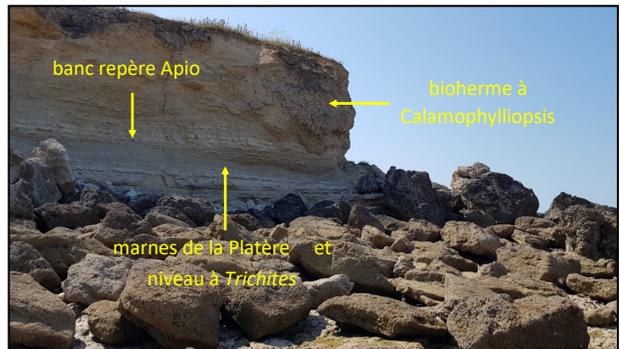
Trace de la faille F2 sur l'estran



Trace de la faille F2 en falaise



La faille F2 sur l'estran et la falaise



Extrémité Sud de l'anse avec apparition des premiers biohermes du deuxième épisode récifal



Gratouille dans les marnes de la Platère et le niveau à Trichites qui le surmonte

Sur l'estran a été récolté un exemplaire de *Balanocidaris marginata* avec sa lanterne d'Aristote, un peu usé mais belle trouvaille quand même !





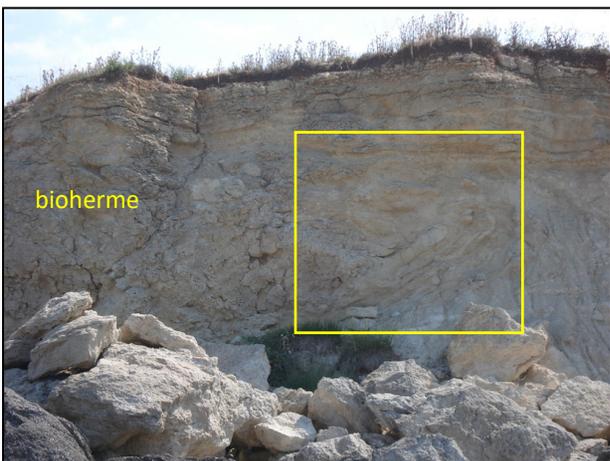
Balanocidaris marginata

On peut y trouver aussi des Crinoïdes (Échinodermes) provenant des alternances marno-calcaires à *Apiocrinites roissyanus* situées au-dessus.

C- Le deuxième épisode récifal avant la pointe de la Belette



Apiocrinites roissyanus (à gauche) et *Angulocrinus polydactylus* (à droite) - (Échinodermes Crinoïdes)
(Collection Laurent Rigollet)



Premier bioherme à *Calamophylliopsis* du deuxième épisode récifal

Son assise basale a été très déformée, voire plissée sous l'effet de sa masse.

Cette observation peut être généralisée à l'ensemble du récif.



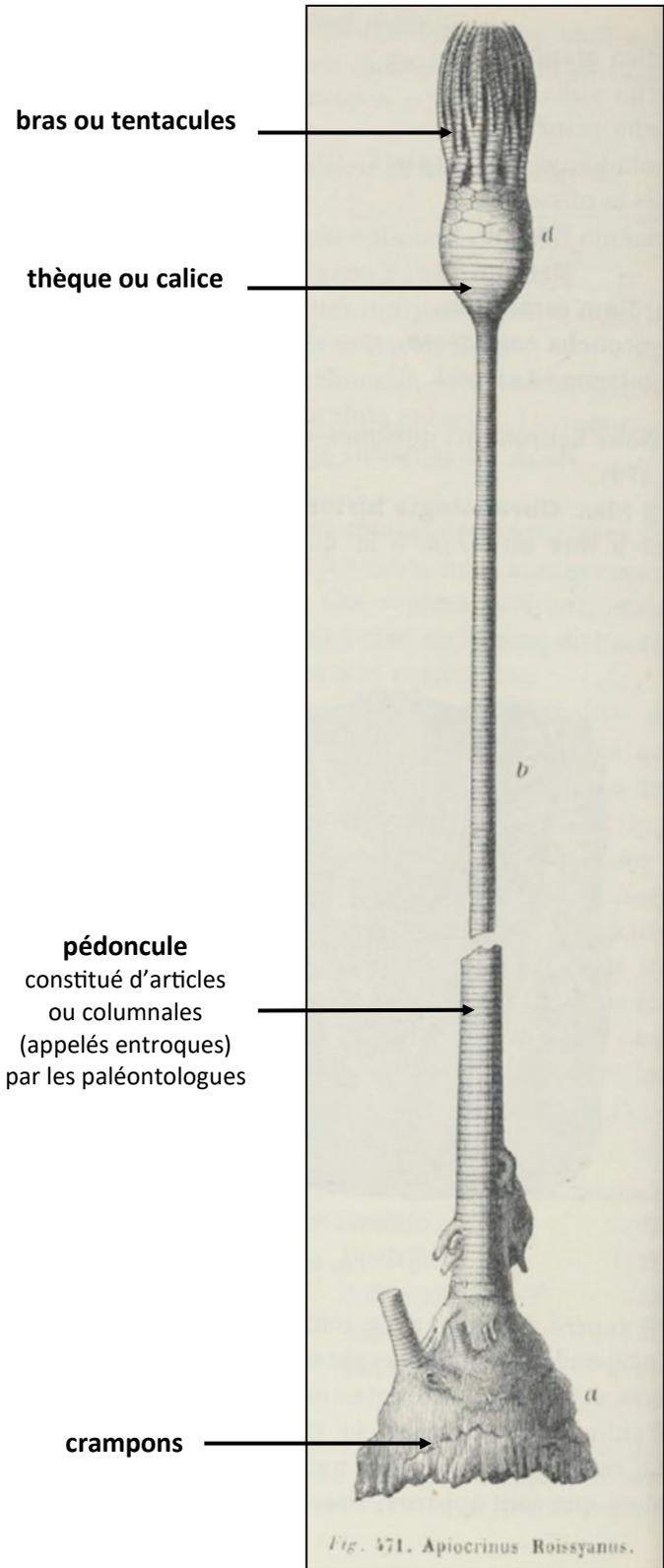
La falaise recule. À son pied et sur le platier rocheux de l'estran pullulent les blocs récifaux à *Calamophylliopsis* et microbialites.



Bloc récifal à *Calamophylliopsis*

Tout le trait de côte présente ici des biohermes à récifs s'appuyant sur le triple banc repère Apio.

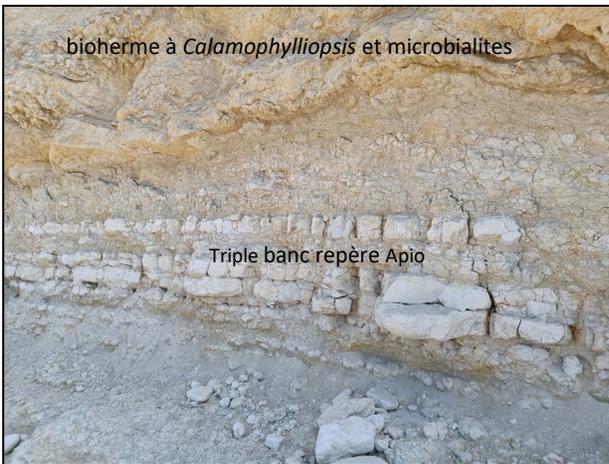
Apiocrinites roissyanus



Extrait de « Cours élémentaire de paléontologie et géologie stratigraphiques »
Tome 2, fascicule 2 par M. Alcide d'Orbigny



Vue d'ensemble sur le deuxième épisode récifal



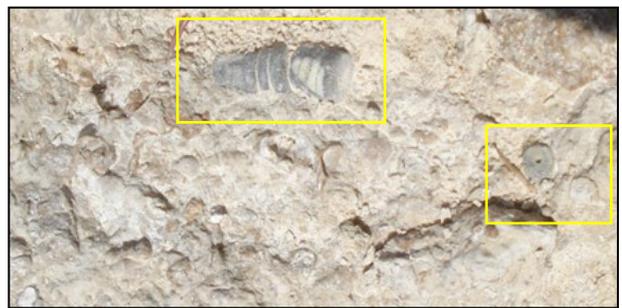
bioherme à *Calamophylliopsis* et microbialites

Triple banc repère Apio



**Banc compact avec ripple-marks
sous le niveau des marnes de la Platère**

Quelques fossiles du deuxième épisode récifal



Pédoncule de Crinoïde à gauche et article isolé à droite



Radiole d'Oursin (*Pseudocidaris mammosa*)



Lamellibranche (*Lima laeviuscula*)



Acrocidaris nobilis (Collection Laurent Rigollet)



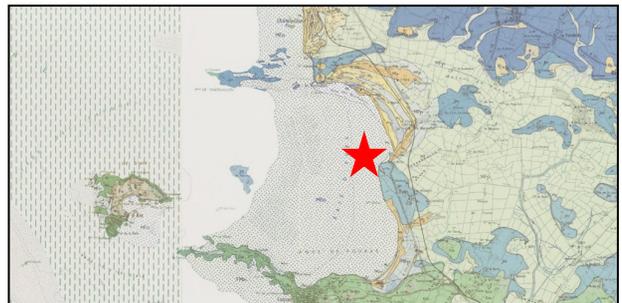
Terriers de fousseurs



Présentation de quelques fossiles emblématiques de la Pointe du Chay (Collection Laurent Rigollet)

- 1- *Balanocidaris marginata* et sa radiole
- 2- *Pseudocidaris mammosa* et sa radiole
- 3- *Acrocidaris nobilis* et sa radiole
- 4- *Apiocrinites roissyanus* (calice + pédoncule) - Crinoïde
- 5- *Zeilleria humeralis* - Brachiopode
- 6- *Harpagodes oceani* - Gastéropode

Arrêt 2 : La Falaise d'Yves (Kimméridgien supérieur)



Localisation de la Falaise d'Yves (Document Géoportail)

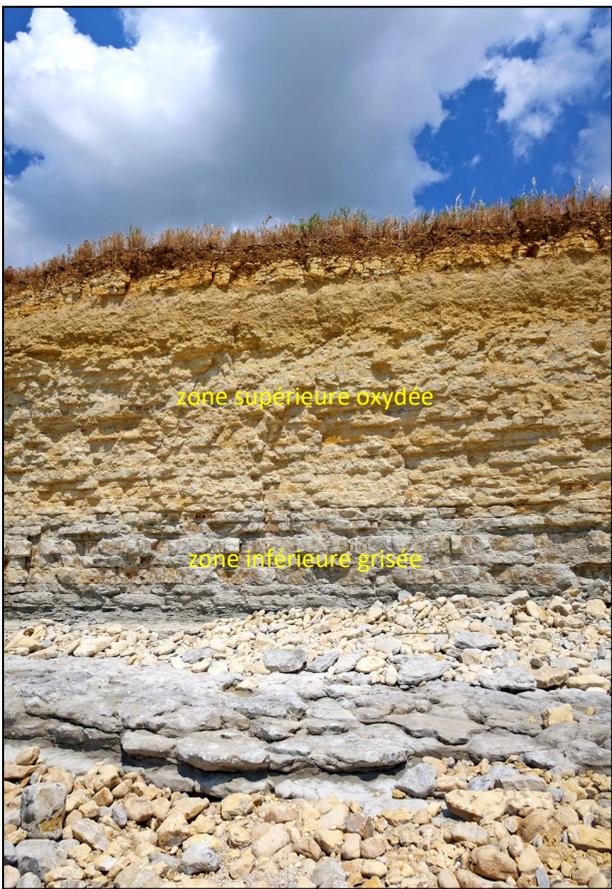
Sur une hauteur de plus de 15m, l'affleurement montre une série de magnifiques strates de la dernière séquence sédimentaire du Jurassique Charentais Maritime.

Cette alternance de strates de calcaires argileux et de marnes du Kimméridgien supérieur est divisée en deux zones :

- une zone inférieure haute de 6 m environ, caractérisée par l'ammonite *Orthaspidoceras lallierianum* et présentant une alternance de bancs de calcaires gris-bleutés et de marnes avec à mi-hauteur, là où les bancs sont fauchés, un lit marneux lumachellique à *Nana* (ex- *Exogyra*) *virgula*. Des oursins irréguliers (*Disaster granulosis*) se rencontrent également dans ces niveaux marneux,
- une zone supérieure (caractérisée par l'ammonite *Orthaspidoceras orthoceras*) constituée de strates de calcaires bioclastiques altérés et oxydés, moins argileux que les précédents. Les niveaux lumachelliques deviennent plus rares. On y trouve des terriers et des galeries fossiles, témoins d'une intense activité biologique.



Orthaspidoceras lallierianum



Lumachelle à Nana virgula



Terriers



Pyrite de fer



Géode avec calcite « dent de chien »

Compte-rendu de Vreken Hendrik
Relecture et compléments photos : Rigollet Laurent

Photos : Patrick Bohain, Jean Chauvet, Josiane Vreken

Bibliographie

« Facteurs de contrôle extrinsèques des dépôts microbiens récents en domaine de transition continental-marin » - Bouton A. - Thèse (2016)

« Le complexe récifal kimméridgien - tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphique et tectonique » - MEYER Michel (2000)

« Microbialite morphology, structure and growth : a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (Western France) » - Olivier N. , Hantzpergue P. , Gaillard C. , Pittet B. , Leinfelder R. , Schmid D. U. , Werner W. (2002)

« Architecture et croissance des récifs de Tahiti (Polynésie française) durant la dernière glaciation » - Seard C. - Thèse (2010)

Quartier libre 17 « La Rochelle Fossiles » - Les fossiles de la Pointe du Chay

Quartier libre 17 « La Rochelle Fossiles » - Fossiles du Cénomaniens de Charente-Maritime (2016)

Sites Internet consultés

« Formations rocheuses à base de carbone : les microbialites » par Emmanuelle Vennin (2017) -

<https://www.youtube.com/watch?v=HYfdnAjnN3s>

<http://paleo17.blogspot.com/2015/02/trichites-saussurei-de-la-pointe-du.html>

Sortie géologique en Corrèze

15 - 16 et 17 septembre 2023

avec **Guy et Maryse Chantepie**, géologues corréziens de l'association **Festheria**
et pour le **Groupe d'Amateurs en Géologie de Naves (GAGN)**



Guy et Maryse Chantepie, nos guides

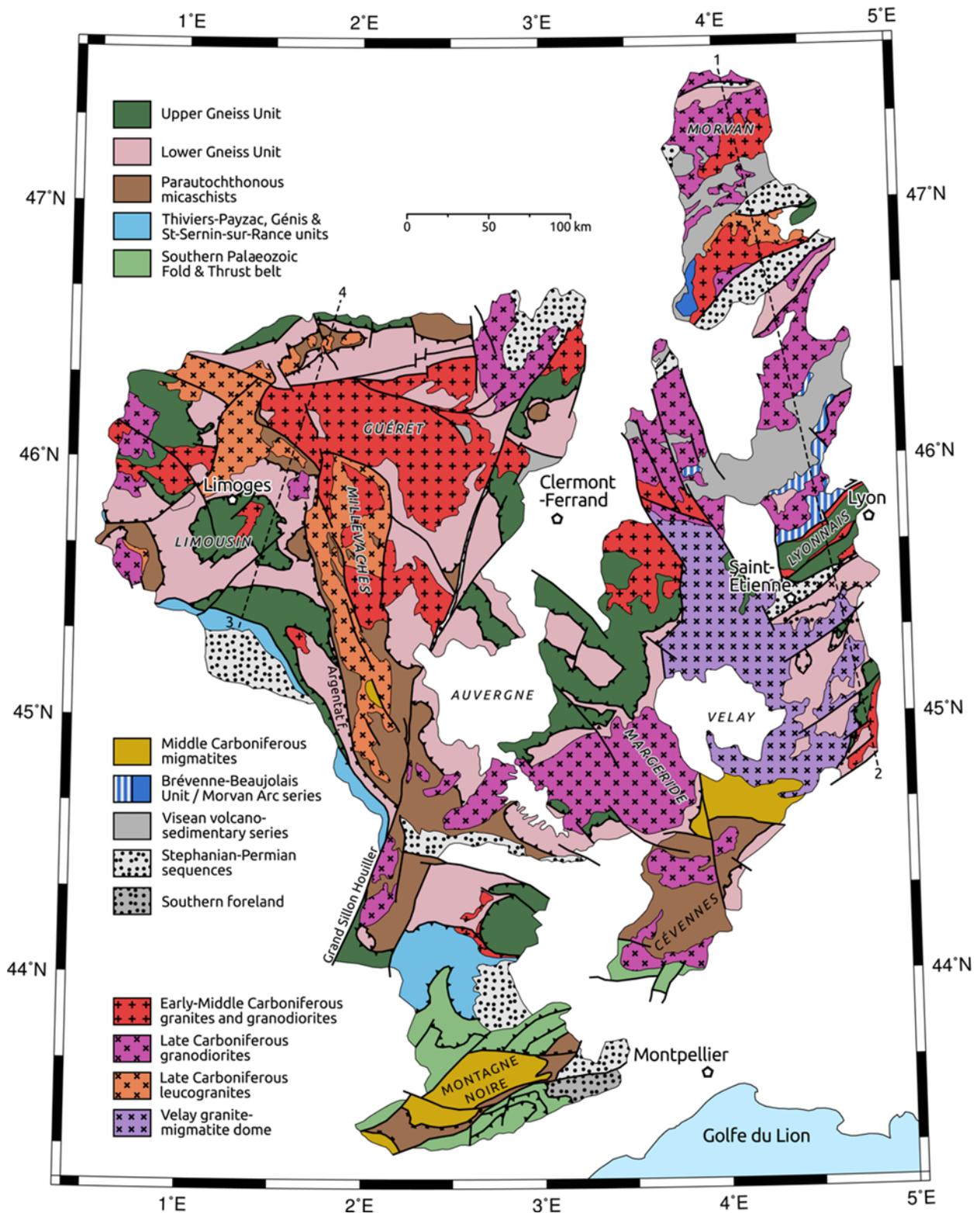


Figure 1 : Répartition des unités tectoniques majeures dans le Massif Central (d'après Lardeaux et al. , 2014)

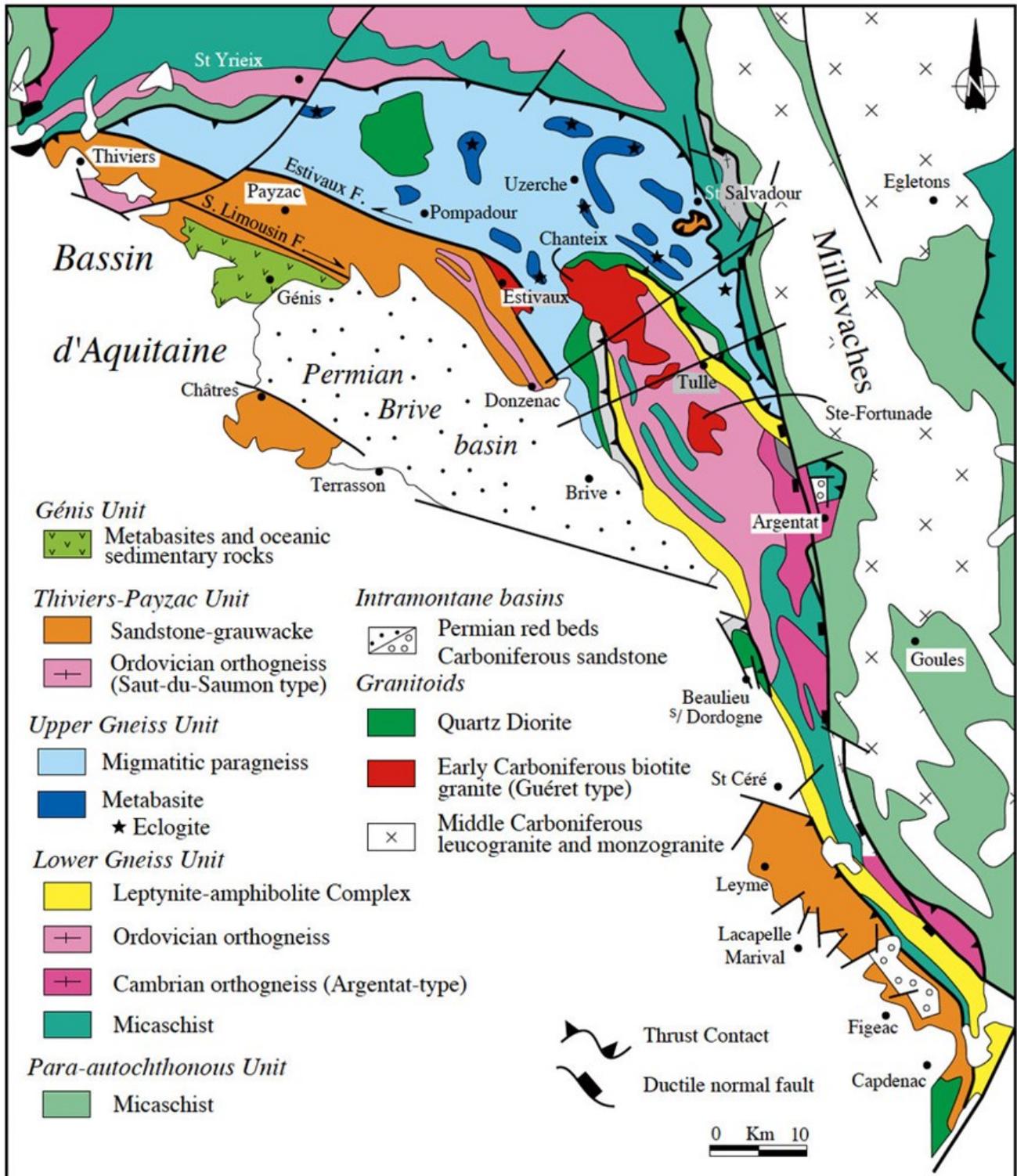
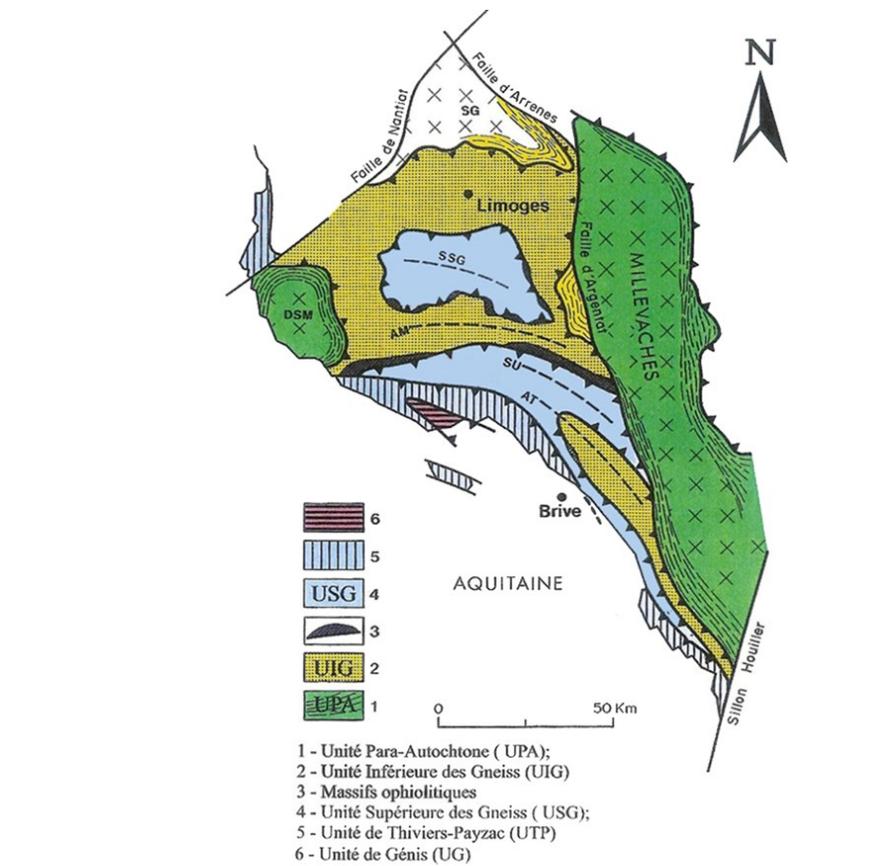


Figure 2 : Géologie de la partie Ouest du Massif Central
(d'après Roig et Faure, 2000)



AT - Antiforme de Tulle ; SU - synforme d'Uzerche; AM - Antiforme de Meuzac
 SSG - Synforme de Saint-Germain les Belles; DSM - dôme de Saint-Mathieu J.-P. Floch

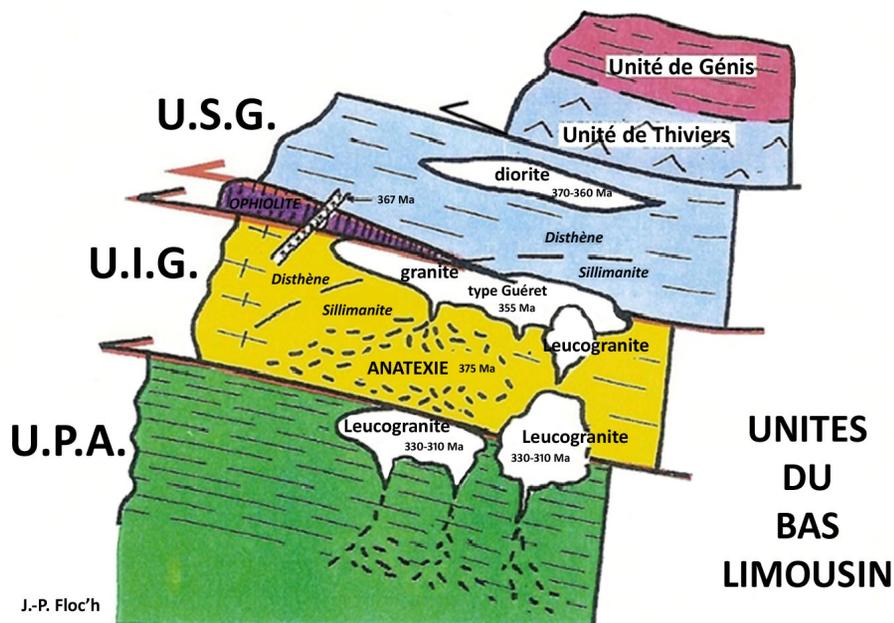


Figure 3 : Répartition des principales unités tectoniques du Limousin et mise en évidence de sa structuration en nappes (d'après J.-P. Floch'h)

Les grands traits de la géologie du Limousin

Les études les plus récentes sur la géologie du Massif Central ont montré que la partie Ouest du Massif Central, à l'Ouest de la grande faille d'Argentat, est constituée d'un empilement de nappes qui sont, du bas vers le haut :

1- **L'Unité Para-Autochtone (U.P.A)**, qui présente le grade métamorphique le plus faible, est principalement composée de méta-pélites, grauwackes, quartzites et méta-rhyolites ou « porphyroïdes », métamorphisés dans le faciès schiste vert. Cette unité, qui appartient à la marge Nord de Gondwana, est située à la base des nappes du Massif Central et est considérée comme chevauchante sur le socle Gondwanien constituant l'autochtone proprement dit.

2- **L'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G)**, chevauchant l'U.P.A, est constituée de métasédiments qui ont subi un métamorphisme plus poussé, dans le faciès schiste vert et le faciès amphibolite. Elle est intrudée par de nombreux granitoïdes dont les protolithes sont datés du Cambro-Ordovicien.

3- **L'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G)** se compose de para- et orthogneiss plus ou moins migmatitiques. Les orthogneiss sont globalement d'âge ordovicien tandis que l'événement de fusion partielle, d'anatexie, serait daté à -390 -370 Ma.

Elle renferme de nombreuses enclaves de roches mafiques à ultra-mafiques (métagabbros, péridotites ± serpentinisées, amphibolites, pyroxénites, élogites) qui ont subi un métamorphisme de basse température et haute pression. Les protolithes basiques sont datés de l'Ordovicien. Le métamorphisme de HP-BT est daté du Silurien au Dévonien inférieur (entre -420 et -400 Ma).

4- Enfin, au sommet de ces nappes se trouvent **les Unités de Thiviers-Payzac et de Génis**. L'Unité de Thiviers-Payzac est constituée essentiellement par du matériel volcano-sédimentaire d'âge Ordovicien. L'Unité de Génis représenterait un complexe ophiolitique.

L'évolution géodynamique généralement admise considère qu'après l'extension ordovicienne à l'origine de l'ouverture de l'Océan Médio-Européen, la subduction qui entraîne sa disparition se marque par le développement d'un métamorphisme de HP-BT dans les roches océaniques et continentales enfouies du Silurien au Dévonien.

L'exhumation de ces terrains vers -390 -370 Ma est contemporaine d'un événement de migmatisation affectant l'U.S.G.

Suivant les modèles géodynamiques, la collision continentale au sens strict débute entre -380 et -350 Ma. Elle est marquée par le développement d'un métamorphisme inverse et l'injection de granites le long des grands chevauchements crustaux.

Enfin, vers -320 Ma, l'ensemble du Massif Central est soumis à une tectonique extensive qui s'accompagne d'un métamorphisme de HT-BP et d'une fusion partielle de la croûte à l'origine de dômes migmatitiques.

Dans le même temps, en surface, se forment les bassins Permo-Carbonifères.

Cette extension pourrait être accompagnée d'une délamination du manteau lithosphérique.

Journée 1 : Après-midi du vendredi 15 septembre

Arrêt 1 : Visite de l'espace géologique Louis Puyaubert à Naves

Il s'agit d'une exposition permanente installée depuis 2014 au rez-de-chaussée de l'ancienne poste de Naves.

Un espace d'accueil permet d'accéder à deux salles communicantes avec 18 vitrines présentant essentiellement la collection minéralogique du Docteur Puyaubert constituée au début du XX^{ème} siècle.

Le Docteur Puyaubert a été vice-président de la Société Française de Minéralogie. Lors de ses prospections en Corrèze, il y a découvert de nombreux minéraux qui n'étaient pas encore signalés.

C'est donc une collection historique, associant de nombreux échantillons du Limousin, récoltés sur des sites épuisés ou devenus inaccessibles, à de nombreux spécimens étrangers, dont des pièces offertes par des sommets du monde minéralogique de l'époque. On peut ainsi observer un spectaculaire quartz des Alpes offert par Alfred Lacroix.

Une autre vitrine expose les fossiles du Houiller corrézien et du Permien.

Une grande vitrine est consacrée spécifiquement à la mine de barytine de Meyrignac-de-Bar (19).

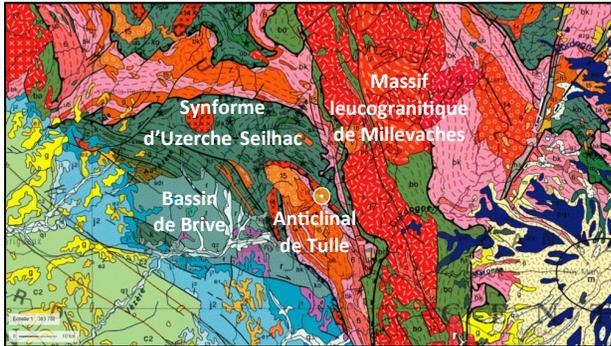


Le Musée Puyaubert à Naves - Présentation de Jacques Céron

Arrêt 2 : L'élogite du Puy des Ferrières

Nous sommes ici dans le Sud de la synforme d'Uzerche-Seilhac, près de son contact tectonique avec l'anticlinal de Tulle. La synforme d'Uzerche-Seilhac chevauche l'anticlinal de Tulle.

L'anticlinal de Tulle appartient à l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G) et la synforme à l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G).



Carte du relief (Document Géoportail)



Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Extrait de la carte géologique de Tulle au 1/50 000^{ème} (Document Géoportail)

1- Description du site

Le site du Puy des Ferrières constitue un relief (altitude : 548 m) qui domine tout le secteur alentour ; un émetteur de télécommunication y est installé.

Depuis une petite plateforme, un beau panorama s'ouvre vers l'Est sur le Plateau de Millevaches, au-delà de la faille d'Argentat de direction méridienne. À l'horizon, pointe le Massif Cantalien et avec un peu de chance, entre les deux, on peut voir le Sancy.



La plateforme d'observation du Puy des Ferrières

2- Situation de l'affleurement

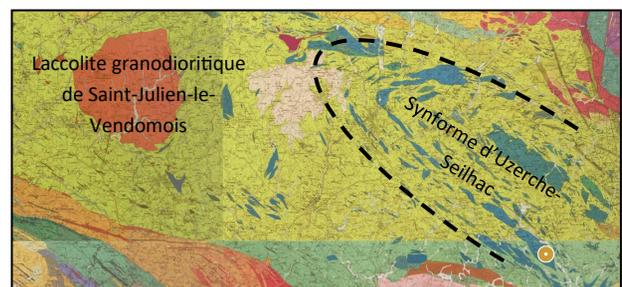
Le Puy des Ferrières est un petit massif d'éclogite, de forme lenticulaire, étiré NO-SE et isolé au sein d'un encaissant composé essentiellement de gneiss plagioclasi-ques de composition grauwackeuse.

Ces gneiss plagioclasi-ques sont d'anciens sédiments immatures (graviers, sables...) mêlés à des apports volcaniques et dont l'âge de dépôt est parfaitement connu aujourd'hui. Ils ont été datés à -523 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircon donc du Cambrien inférieur (Paléozoïque inférieur).

Cet encaissant admet beaucoup d'autres intercalations que celle du Puy des Ferrières. Certaines sont également constituées d'éclogite mais d'autres, d'amphibolite ou de métadolérite, ou d'amphibolo-pyroxénite, voire de serpentinite... Toutes ces roches ont un point commun : ce sont des roches métamorphiques de chimisme basique qui pourraient donc dériver de protolithes de même chimisme comme le gabbro, la dolérite ou le basalte. La serpentinite est également connue pour être une roche dérivée de la péridotite mantellique par hydrothermalisme. Toutes ces roches nous font donc indubitablement penser à une lithosphère océanique, mais ici complètement dilacérée en nombreux petits lambeaux.

En effet, à plus petite échelle, tous ces affleurements sont distribués en essaim. Étirés en échardes, ils dessinent comme une parabole ouverte vers le SE, à cœur d'amphibolite et tronquée à l'Est et au S-E par de nombreuses petites failles liées à la faille d'Argentat. Cette forme parabolique illustre de façon évidente la synforme d'Uzerche-Seilhac dont la terminaison périclinale pourrait être le petit laccolite dioritique de Saint-Julien-le-Vendômois qui lui aussi dessine une cuvette.

Définition : Une synforme est un pli à concavité vers le haut.



Extrait des cartes géologiques de Tulle et de Saint-Yriex-la-Perche au 1/50 000^{ème} (Document Géoportail)

Le trait noir en pointillés souligne la forme parabolique de la synforme d'Uzerche-Seilhac.

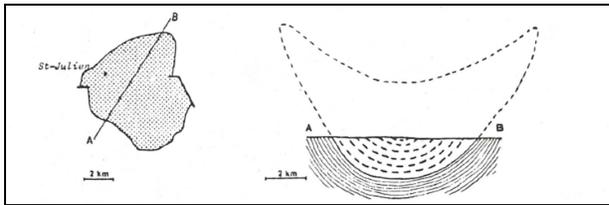


Figure 4 : Coupe à travers le laccolite dioritique de Saint-Julien-le-Vendômois

(d'après M.T. Peiffer - 1987)

NB : Ce laccolite ployé ou phaccolite en synforme appartient en fait à la ligne tonalitique du Limousin.

3- Étude de la roche : l'éclogite

L'éclogite étant une roche très résistante à l'érosion, en tout cas beaucoup plus que son encaissant gneissique, cela explique pourquoi le Puy des Ferrières, par érosion différentielle, constitue un sommet. Le mot « Puy » dérive d'ailleurs du latin « podium » qui signifie « lieu élevé » ou « petite éminence ».

Au sommet du Puy des Ferrières, près de la plateforme d'observation, on peut ramasser çà et là des petits échantillons d'éclogite en pierres volantes.



Éclogite en pierres volantes

C'est un peu plus bas, au niveau du menhir de la Pierre Bouchère, que l'on peut observer la roche en place.

L'éclogite y est facilement reconnaissable à ses nombreux cristaux automorphes de grenat rouge vif (grenat almandin à 40-60%) de taille pluri-millimétrique, voire centimétrique dispersés dans une matrice plutôt vert foncé constituée principalement d'omphacite. En fait, l'omphacite serait remplacée par une symplectite à hornblende-plagioclase.

Ces teintes traduisent la richesse de la roche en fer.

Les grenats sont auréolés d'une fine couronne noire de kéliphite.

Sur quelques blocs affleurant autour du menhir, on peut aussi constater que la roche présente très souvent une structure rubanée.

Dans ces rubans, les grenats sont bien alignés et semblent « granoclassés ». On passe imperceptiblement de grenats de grande taille à des grenats de taille moyenne puis à des petits grenats avant d'aborder des niveaux dépourvus de grenats.



Guy Chantepie, notre guide, sur le site à éclogite de la Pierre Bouchère



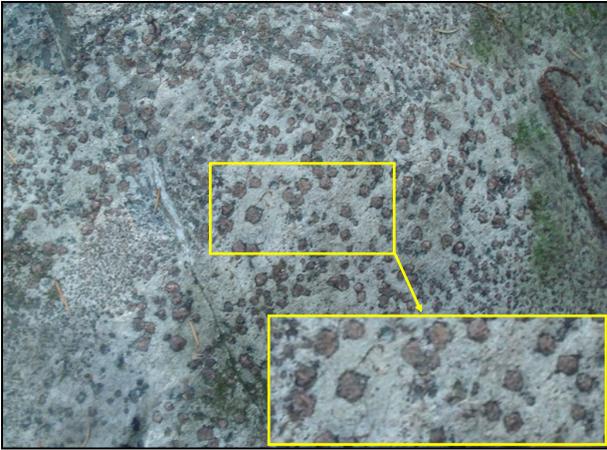
Éclogite du Puy des Ferrières



Échantillon d'éclogite en place

On y observe à la fois le rubanement et le granoclassement des grenats.

On remarque également que les grenats sont étirés dans le plan du rubanement et de la foliation : ils sont pourvus à leurs deux extrémités de queues de recristallisation (ombres de pression) de forme triangulaire et constituées de quartz.

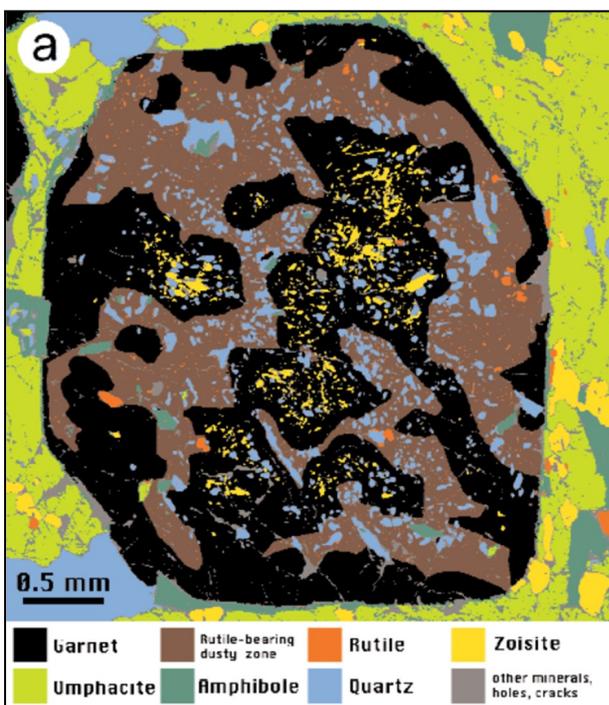


4- Identification et âge du protolithe

a) Identification du protolithe

Principe : Chaque milieu, chaque substrat peut être défini par sa réflectance pour différentes longueurs d'onde du spectre de la lumière et par conséquent par sa signature spectrale qu'on exploite par exemple en imagerie satellitale.

En procédant de la même façon, par analyse d'images multispectrales de cartes d'éléments chimiques obtenues en MEB, on peut générer des documents en fausses couleurs comme celui représenté ci-dessous.



Document de G. Godard

(extrait de *Géologie de la France - Spécial Vendée - 2001 n°1-2*)
L'éclogite du Puits des Ferrières est en tout point semblable aux éclogites vendéennes, en particulier à celles de la Compointerie en Saint-Philbert-de-Bouaine (85).

Il s'agit d'un grenat automorphe. Les différentes inclusions minérales sont particulièrement mises en évidence par les fausses couleurs et l'on peut s'intéresser alors à la répartition de ces inclusions.

On observe nettement deux groupes d'inclusions dans le grenat :

- des zones à zoïsité et quartz, sans rutile et amphibole. La zoïsité apparaît davantage concentrée au cœur de ces zones.

- des zones à rutile et amphibole, sans zoïsité.

Rutile et zoïsité semblent donc s'exclure.

Ces zones à zoïsité et à rutile dessinent d'autre part des formes plus ou moins régulières à bordures nettement délimitées et qui font penser à la texture ophitique de roches gabbroïques.

Les zones à zoïsité pourraient être des reliques de cristaux de plagioclase. La concentration plus importante de la zoïsité, riche en Ca, au cœur de ces zones refléterait en effet la zonation des plagioclases, les cristaux de plagioclases étant toujours plus riches en Na à leur périphérie et plus riches en Ca en leur centre.

Les zones riches en rutile seraient en revanche d'anciennes amphiboles riches en titane (le rutile est un oxyde de titane).

La roche initiale, le protolithe de l'éclogite devait donc être un assemblage de plagioclase et d'amphibole, par conséquent un gabbro amphibolitisé et saussuritisé.

D'autre part, une analyse montrerait que les grenats n'ont pas tout à fait la même composition chimique globale. Quand on analyse leur composition chimique, on retrouve les différents termes de la différenciation tholéitique qui a lieu dans une chambre magmatique (variabilité du rapport FeO/MgO).

Tout laisse donc à penser que les éclogites du Puy des Ferrières et d'une façon générale de la synforme d'Uzerche-Seilhac sont des reliques d'une ancienne croûte océanique, du fait de leur composition globale de type MORB et leur rubanement, conséquence d'une différenciation tholéitique entre un pôle magnésien et un pôle ferreux.

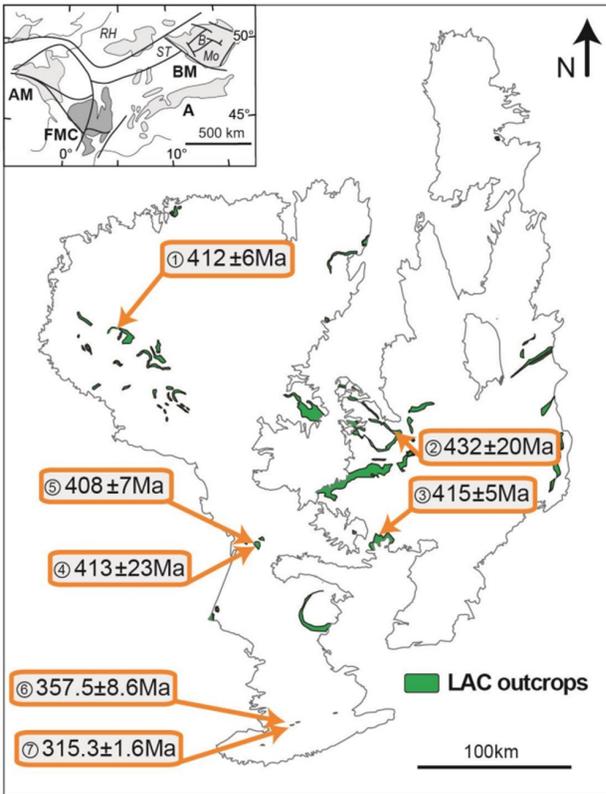
Leur structure rubanée pourrait être d'ailleurs héritée de la formation puis de la sédimentation des cristaux en fonction de leur taille dans une chambre magmatique. Ce litage aurait été conservé puis transposé ultérieurement dans la foliation de la roche actuelle.

Les éclogites dérivent donc de gabbros qui se sont formés dans une chambre magmatique, on peut ajouter au niveau d'une dorsale océanique.

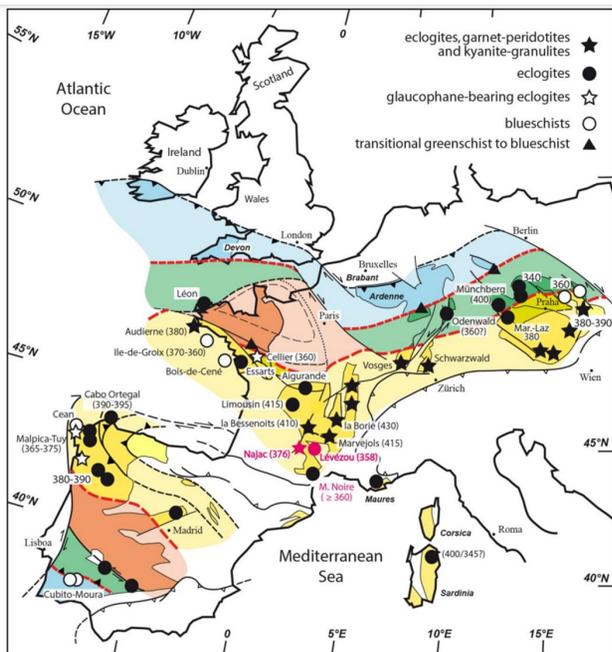
b) Âge du protolithe

Dans le Limousin, la datation sur zircon d'une éclogite à disthène et zoïsité (par LA-ICPMS) a donné un âge de -412 ± 6 Ma. La plupart des âges des éclogites du Massif Central s'échelonnent entre -420 et -405 Ma soit Dévonien inférieur à l'exception des éclogites du Sud du Massif.

(voir page 78 les problèmes que posent les nouvelles datations)



Carte représentant les affleurements du Groupe Leptyno-Amphibolitique (LAC) et les âges des éclogites
(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)



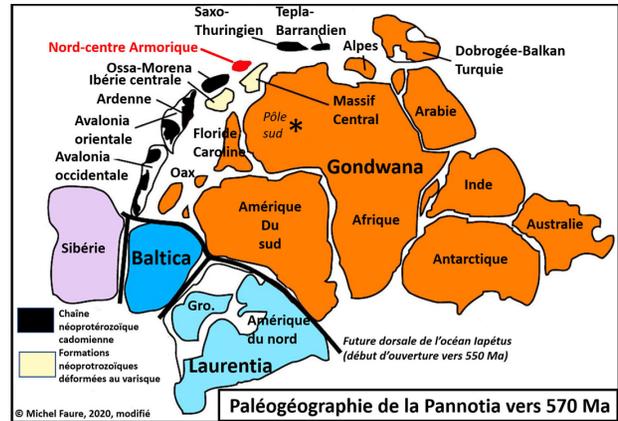
Carte synthétisant les âges interprétés comme datant le métamorphisme de haute pression dans la chaîne varisque
(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)

5- Histoire de l'éclogite du Puy des Ferrières

a) Le rifting continental dans le Bas-Limousin et la naissance de l'Océan Médio-Européen

Il y a environ -570 Ma, suite à l'orogénèse panafricaine,

de nombreuses terranes ou microcontinents dont Cadomia (Armorica + Massif Central) se sont soudés au Protogondwana pour n'en former qu'un : le super-continent Pannotia.



Mais dès le début du Cambrien, ce super-continent commence à se disloquer.

La marge Nord de Gondwana s'étire et sa croûte continentale s'amincit. Fragile, elle se faille. Cet étirement est attesté par la formation de très nombreux rifts continentaux, comme celui de la Kabylie à Voutré en Mayenne, ou celui du Choletais en Maine-et-Loire et Deux-Sèvres, ou encore celui du Bas-Bocage vendéen, assez bien conservé dans la région de La Chataigneraie, ou enfin celui du Bas-Limousin.

C'est dans ce dernier que se sont déposés les sédiments terrigènes peu évolués (graviers, sables, argiles mais aussi tufs volcaniques), sédiments qui ont été métamorphisés en paragneiss plagioclasiques lors de l'orogénèse varisque et qui constituent aujourd'hui l'encaissant du Puy des Ferrières et l'essentiel de la synforme d'Uzerche-Seilhac.

Tous ces rifts étaient-ils en continuité pour n'en former qu'un ? La question est toujours débattue. Certains de ces rifts ont pu avorter et d'autres ont pu disparaître complètement.

Pour information, les analyses paléomagnétiques ont établi qu'au Cambrien, le Massif Armoricain et le Massif Central étaient situés à des latitudes basses (60-80°S).

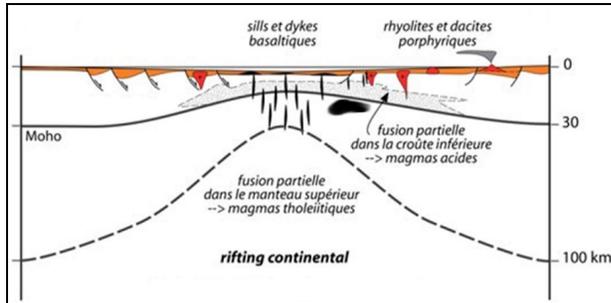
L'étirement se poursuivant pendant tout le Cambrien, l'asthénosphère remonte sous la marge de Gondwana et par décompression adiabatique, la péridotite mantellique fond partiellement. Du magma basaltique se forme qui peut alors gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée.

Dans le cas contraire, le magma basaltique se rassemble en masse, en sills qui se plaquent sous la croûte continentale (ce phénomène porte le nom d'« underplating »), voire y pénètrent (« intraplating »). Et dans ces deux cas, la chaleur dégagée par le magma basique est suffisante pour faire fondre la croûte continentale inférieure même en l'absence d'eau.

Il se forme alors du magma granitique qui peut cristalliser en profondeur (formation de plutons granitiques)

ou atteindre lui aussi la surface (volcanisme rhyolitique) à la faveur de grandes failles listriques normales puisque l'on est dans un contexte de distension.

Le caractère bimodal du volcanisme (volcanisme basique basaltique et acide rhyolitique) est dans beaucoup de cas la signature d'un rifting continental.



Et c'est bien ce qui s'est produit dans le Bas-Limousin. Ce magmatisme bimodal s'est manifesté dans le rift où se déposaient les grauweekes (graviers, sables...) aujourd'hui transformées en gneiss plagioclasiques.

En effet, à la fin du Cambrien et au début de l'Ordovicien, se mettent en place en profondeur dans la croûte continentale amincie les leptynites de Vergonzac (-525±12 Ma), les orthogneiss d'Aubazine (-475±11 Ma), de Tulle (-470±11 Ma) et du Saut du Saumon au Nord d'Allasac (-476±22 Ma) et en surface, les rhyolites de Clair Vivre (-475±6 Ma), les tufs volcaniques rhyo-dacitiques de Saint-Mesmin.

Autant de manifestations d'un magmatisme acide à la fois plutonique et volcanique.

Les tufs volcaniques rhyo-dacitiques de Saint-Mesmin sont eux-mêmes parcourus par de nombreux filons basiques de dolérite, de metabasalte et de métagabbro.

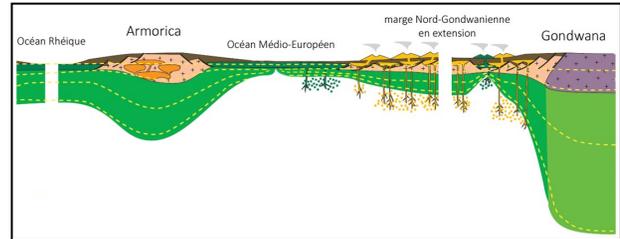
Là aussi, autant de manifestations d'un magmatisme basique s'exprimant plutôt sous la forme de filons ou de sills et qui a été daté aux alentours de -475 Ma.

À la fin du Cambrien et à l'Ordovicien inférieur, le Bas-Limousin fonctionne donc dans son ensemble comme un rift continental. Toute la marge Nord de Gondwana est en distension, prélude au détachement d'Avalonia puis d'Armorica.

Dans la deuxième moitié de l'Ordovicien, le rifting continental se poursuit. La lithosphère continentale s'amincit de plus en plus. En conséquence, le manteau asthénosphérique se rapproche encore davantage de la surface et toujours par décompression adiabatique, produit du magma basaltique en très grande quantité. Finalement, la lithosphère continentale se déchire et le magma basaltique accumulé dans une (ou des) chambre(s) magmatique(s) proche(s) de la surface se différencie et cristallise pour former de la lithosphère océanique. Un océan vient de naître, qui va s'élargir par accretion océanique au niveau d'une dorsale. Cette expansion océanique va se dérouler pendant une grande partie du Silurien.

Cet océan a reçu différents noms : Océan Galice-Massif Central, Océan Centralien... On l'appellera Océan Médio-Européen. C'est la naissance de cet océan qui scelle le détachement définitif de la micro-plaque Armorica de Gondwana.

Remarque : Un peu avant, Avalonia s'est détaché de Gondwana selon le même processus. Avalonia et Armorica sont séparés par l'Océan Rhéique (voir figure ci-dessous).



La naissance de l'Océan Médio-Européen n'a jamais été véritablement datée. On peut faire l'hypothèse de l'Ordovicien moyen.

En revanche, une chose est pratiquement acquise : cet océan n'a jamais été très large, largeur estimée autour de 500 km, les faunes marines de la marge Nord-Gondwaniennne et de la marge Sud-Armoricaine comprenant de nombreuses espèces communes.

b) L'expansion océanique et le métamorphisme hydrothermal

La croûte océanique de l'Océan Médio-Européen, constituée essentiellement de gabbro (une croûte océanique est de nature gabbroïque et non de nature basaltique comme on l'entend très souvent), en s'éloignant de la dorsale, subit un premier métamorphisme dit « hydrothermal » au fond de l'océan : elle se refroidit (on peut aussi parler de métamorphisme rétrograde en température) et comme elle est faillee par essence et se faille encore davantage par refroidissement, l'eau de mer y pénètre. Elle s'hydrate et passe alors dans le faciès amphibolite à hornblende puis dans le faciès schistes verts à actinote et chlorite.

Le début de la fermeture de l'Océan Médio-Européen n'a pas non plus été estimé.

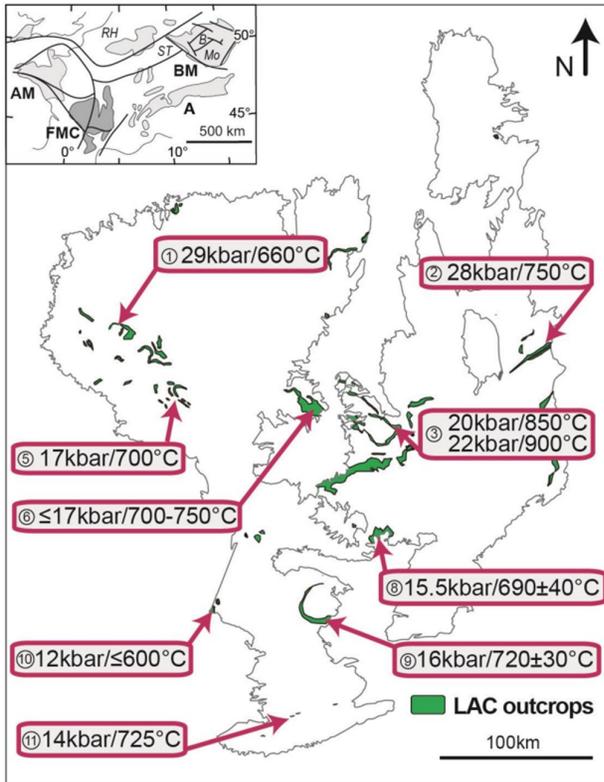
En revanche, comme il l'a été dit plus haut, les éclogites ont été datées assez précisément entre -420 et -405 Ma soit du Dévonien inférieur.

L'Océan Médio-Européen a donc commencé à se fermer, par subduction de sa lithosphère océanique vers le Nord sous Armorica, au Silurien moyen ou supérieur, l'éclogitisation ayant lieu un peu plus tard entre -405 et -420 Ma.

c) La fermeture de l'Océan Médio-Européen et le métamorphisme éclogitique

Arrivée à la fosse océanique, la croûte océanique plonge sous Armorica selon le plan de Wadati-Benioff et là, sous les effets conjugués de la pression et de la température qui augmentent, elle subit un deuxième métamorphisme HP-BT dit de « haute pression et basse température » où elle passe dans le faciès à glaucophane puis enfin dans le faciès éclogite.

Au cours de ce métamorphisme prograde en P et en T, elle se déshydrate contrairement à ce qui s'est produit lors du métamorphisme hydrothermal. Elle cède de l'eau au manteau asthénosphérique qui la chevauche. Une éclogite est donc relativement pauvre en eau.



Carte représentant les affleurements du Groupe Leptyno-Amphibolitique (LAC) et les conditions P-T des faciès écolitiques
(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)

d) L'histoire post-écolitique et le métamorphisme rétrograde

Aujourd'hui, l'écolite est en surface.

Il y a environ 380 Ma, après fermeture totale de l'Océan Médio-Européen, Gondwana et Armorica entrent en effet en collision.

Comprimées, les écolites sont alors remontées vers la surface et déformées. Certains estiment que leur exhumation a demandé environ 80 Ma, d'autres qu'elle a été beaucoup plus rapide : 10 Ma !

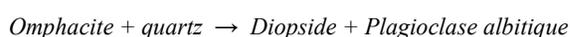
Soumises alors à des températures et des pressions moins importantes, elles subissent un troisième métamorphisme, cette fois-ci rétrograde en température et en pression. On parle de rétomorphose.

Cette rétomorphose s'accompagne d'une déstabilisation de l'omphacite et d'une amphibolitisation.

- Déstabilisation de l'omphacite.

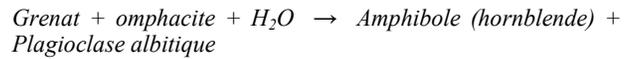
Les cristaux d'omphacite s'auréolent d'un liseré vert mat qui, au microscope, apparaît constitué d'une association de diopside (clinopyroxène - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) et de plagioclase albitique (donc plus riche en Na qu'en Ca).

La réaction qui a eu lieu est la suivante :

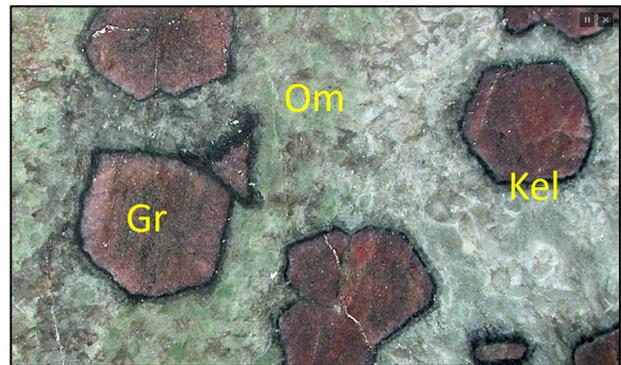


- Amphibolitisation

Elle débute autour des cristaux de grenat qui, au contact de l'omphacite, s'entourent d'une couronne d'amphibole verte, la hornblende, selon la réaction :



Cette couronne vert foncé, presque noire ou kéliphite, se détache nettement sur le fond encore vert-clair de la roche.



Cette dernière réaction montre que lors de la remontée de l'écolite, les nouvelles conditions de pression et de température font que le grenat et l'omphacite ne sont plus en équilibre. Elle montre aussi que l'eau est nécessaire à cette réaction.

Si l'eau est importante, il peut même se faire que l'amphibole et le plagioclase associés envahissent la totalité de la roche qui prend alors une teinte gris sombre pour devenir une amphibolite.

Au Puy des Ferrières, la paragenèse initiale - grenat + omphacite - ayant été préservée, on peut donc conclure que cette amphibolitisation a été négligeable. Et la réaction précédente montre que l'une des causes que l'on puisse invoquer est ... le manque d'eau ... ou alors que l'exhumation a été très rapide ! Et tant mieux pour le géologue pour qui ces réactions incomplètes permettent d'établir des filiations pétrographiques.

Les amphibolites de la synforme d'Uzerche-Seilhac dérivent pratiquement toutes d'écolites. Les grenats qu'elles renferment sont les témoins du métamorphisme de HP-BT et les amphiboles ceux de la rétomorphose.

En revanche, le long des fractures d'un massif écolitique, du fait de la circulation d'eau, l'amphibolitisation peut aller à son terme et les grenats disparaître.

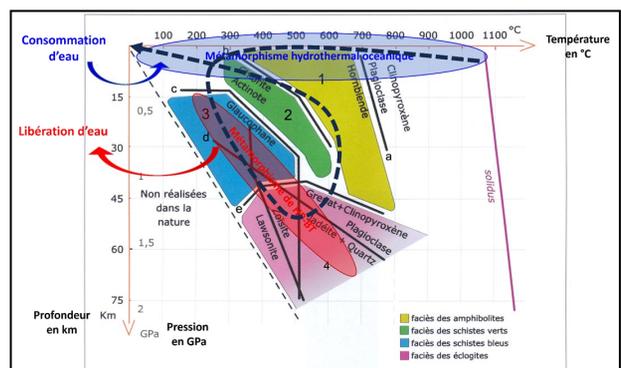


Diagramme P-T-temps

Le trajet bleu en pointillés retrace toute l'histoire de l'écolite.

En même temps que les écolites sont rétomorphosées, elles sont déformées mécaniquement.

Ces déformations sont manifestes lorsque des écolites, entièrement rétomorphosées, ont été transformées en

orthoamphibolites intensément plissées en plis isoclinaux à charnières anisopaques.

Pour ce qui concerne les éclogites du Puy des Ferrières, elles ont été profondément étirées et boudinées au point de se présenter aujourd'hui, à l'affleurement, sous la forme de nombreux petits massifs isolés comme dans la synforme d'Uzerche-Seilhac.

Elles ont acquis en même temps une foliation parallèle à leur rubanement. Au niveau des grenats, cette foliation est surlignée par la présence d'ombres de pression à leurs extrémités, parallèles au rubanement.

Toutes ces déformations auraient eu lieu entre -385 et -375 Ma (Dévonien supérieur).

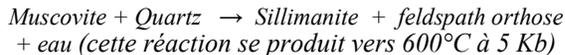
Problème

Les éclogites du Puy des Ferrières comme toutes les éclogites de la synforme d'Uzerche-Seilhac sont incluses dans un encaissant constitué, comme on l'a vu, de gneiss plagioclasiques de composition grauwackeuse.

On pourrait alors penser que ces derniers, eux aussi, sont passés par les conditions de HP-BT comme les gabbros océaniques qui y ont été éclogitisés.

Ce n'est pas le cas. Ces gneiss n'ont jamais atteint le faciès éclogite. Ils n'ont atteint que très localement les conditions de l'anatexie, là où l'on observe quelques différenciés de leucosome parallèles à la foliation du gneiss ou dans quelques bourrages de charnières.

Cela montre que régionalement, l'isograde $Sill^+$:



qui permet la libération d'eau et par conséquent l'anatexie, n'a été que rarement franchi et que ces gneiss ont suivi un trajet P-T complètement différent de celui des éclogites.

Leurs protolithes (graviers, sables,...) ont été datés à -523 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircon donc du Cambrien (Paléozoïque inférieur).

Ils se sont donc déposés dans le rift continental du Bas-Limousin au tout début de sa formation.

Comment expliquer cette association roches basiques (éclogites, amphibolites, serpentinites) / roches acides (gneiss plagioclasiques) de la synforme d'Uzerche-Seilhac ?

La question fait toujours débat. Plusieurs hypothèses peuvent être émises :

* On peut imaginer qu'après océanisation puis fermeture de l'Océan Médio-Européen, les protolithes des gneiss plagioclasiques aient été intégrés au prisme d'accrétion. Ils en auraient même constitué la fraction la plus importante puisque cet océan n'ayant jamais été très large, son plancher devait être pauvre en sédiments marins, plutôt fins et calcaires. Puis ce prisme d'accrétion a été entraîné à moyenne profondeur par la subduction de la croûte océanique pour finalement y subir un métamorphisme de type barrowien (MP-MT).

Lorsque les éclogites de la croûte océanique sont ensuite remontées, elles ont pu alors se mélanger, s'insérer tectoniquement, mécaniquement à ces gneiss plagioclasiques. C'est à ce moment-là qu'elles ont été boudinées, dilacérées en écailles et éparpillées en essaim. Puis le tout

aurait « giclé » hors du plan de subduction pour venir chevaucher la nappe inférieure des gneiss (U.I.G).

Ce mélange tectonique éclogites - gneiss plagioclasiques aurait donc eu lieu dans le chenal de subduction.

Mais aujourd'hui, on ne sait pas vraiment comment fonctionne et ce qui se passe dans un chenal de subduction !

* Le mélange roches basiques - gneiss plagioclasiques (autrefois nommé « Complexe leptyno-amphibolique ») pourrait être également hérité du magmatisme bimodal qui s'est manifesté lors de la genèse du rift continental du Bas-Limousin et que l'on a daté du Cambrien. On peut là aussi imaginer que juste avant que ne débute l'accrétion océanique, de nombreuses chambres basaltiques se soient formées sous la croûte continentale très amincie à l'intérieur desquelles a pu déjà commencer une cristallisation magmatique et donc la formation de gabbros.

Dans cette hypothèse, le mélange roches basiques - gneiss plagioclasiques de la synforme d'Uzerche-Seilhac représenterait alors les blocs basculés de la marge Nord de Gondwana les plus proches de l'Océan Médio-Européen, voire carrément la transition marge continentale de Gondwana - croûte océanique de l'Océan Médio-européen.

C'est la deuxième hypothèse qui est retenue dans la figure qui suit.

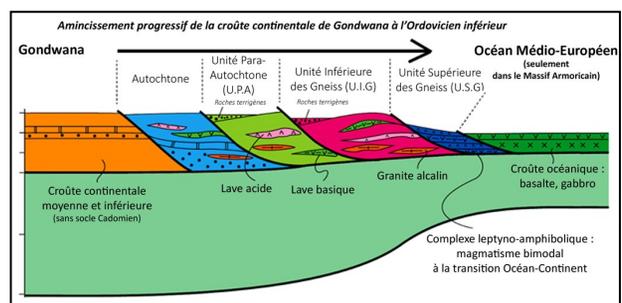


Schéma interprétatif de la marge continentale Nord de Gondwana à l'Ordovicien inférieur

(d'après M. Faure, 2020)

Quelle que soit l'hypothèse adoptée, les géologues intègrent aujourd'hui la synforme d'Uzerche-Seilhac dans l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G).

Lorsqu'elle a été exhumée, elle est venue chevaucher l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G) représentée dans la région du Bas-Limousin par l'anticlinal de Tulle.

La nappe inférieure des gneiss (U.I.G) est surtout constituée de micaschistes et de paragneiss. Elle présente également un magmatisme bi-modal donc un « Complexe leptyno-amphibolique », de même âge que celui de l'U.S.G, mais moins important (la part du magmatisme basique y est beaucoup plus réduite) et surtout, elle est dépourvue d'éclogite. Le magmatisme s'y est principalement manifesté par la mise en place, en profondeur, de batholites granitiques aujourd'hui métamorphisés et déformés en orthogneiss comme ceux de Meuzac ou

du Thaurion qui ont été datés à environ 460 Ma (Ordovicien).

Elle représenterait une portion de la marge Nord de Gondwana plus éloignée de l'Océan Médio-Européen.

Une chose est pratiquement acquise aujourd'hui. Les nappes de l'U.I.G et de l'U.S.G ont été expulsées très tôt, dès le Dévonien supérieur, entre 385 et 375 Ma, pour venir chevaucher vers le Sud, le para-autochtone ou autochtone relatif (U.P.A), portion de marge de Gondwana très peu métamorphisée et chevauchant lui-même l'autochtone vrai (le continent Gondwana).

6- Suite et fin de l'histoire géologique du Limousin

a) La mise en place des nappes limousines

L'Océan Médio-Européen a maintenant complètement disparu. Armorica et Gondwana entrent en collision pour former les reliefs de la chaîne varisque.

Les zones amincies de la marge Nord de Gondwana, jusqu'ici profondément étirée au cours de l'Ordovicien, sont entraînées dans la subduction et fortement sollicitées par la compression. Soumises à des forces de cisaillement, les failles normales de cette marge jouent en failles inverses. On assiste alors à un véritable écaillage de la croûte continentale sous-charriée. Se forme un prisme de collision ou prisme orogénique (à ne pas confondre avec le prisme d'accrétion). C'est à ce moment-là que l'U.S.G vient chevaucher l'U.I.G qui elle-même vient chevaucher l'Unité Para-Autochtone (U.P.A) qui elle-même vient chevaucher l'autochtone et que se forme tout l'empilement de nappes caractéristique du Limousin et générateur de reliefs (Figure 3 page 67).

Comme on l'a dit plus haut, tout cela s'est déroulé entre -385 et -375 Ma (Dévonien supérieur).

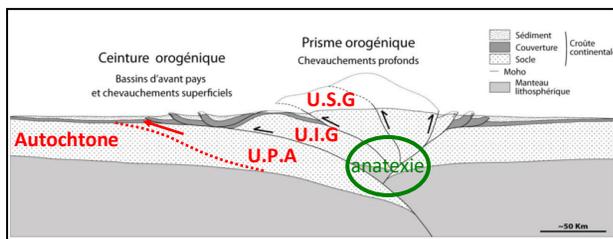


Figure 5 : Schéma synthétique d'un prisme continental de collision montrant l'agencement des unités chevauchantes Thèse Trinca V. (2015)

Simplement pour fixer les idées, ont été rajoutés en rouge les noms des unités du Bas-Limousin.

b) La ligne tonalitique du Limousin : une nappe d'Armorica sur Gondwana ?

À peu près en même temps (limite Dévonien-Carbonifère), vers -360 -355 Ma, la subduction de la croûte océanique de l'Océan Médio-Européen vers le Nord sous Armorica entraîne la formation sur la marge armoricaine d'un arc volcanique à volcanisme calco-alcalin andésitique et peut-être (?) d'un bassin arrière-arc à magmatisme basique de type MORB.

Il existe aujourd'hui un témoin fossile de cet arc à volcanisme andésitique. C'est un alignement de plutons alcalins que l'on peut suivre sur près de 200 km entre l'Isle-Jourdain dans la Vienne et Capdenac dans le Lot et

que l'on désigne sous l'appellation de « lignée tonalitique du Limousin » (voir figure 6). Celle-ci se poursuit également vers la Vendée avec les diorites du Tallud et de Moncoutant dans les Deux-Sèvres et le Gabbro du Pallet en Loire-Atlantique.

Ces plutons alcalins sont constitués de hornblendites, de gabbros à hornblende et surtout de diorites et granodiorites à biotite et hornblende.

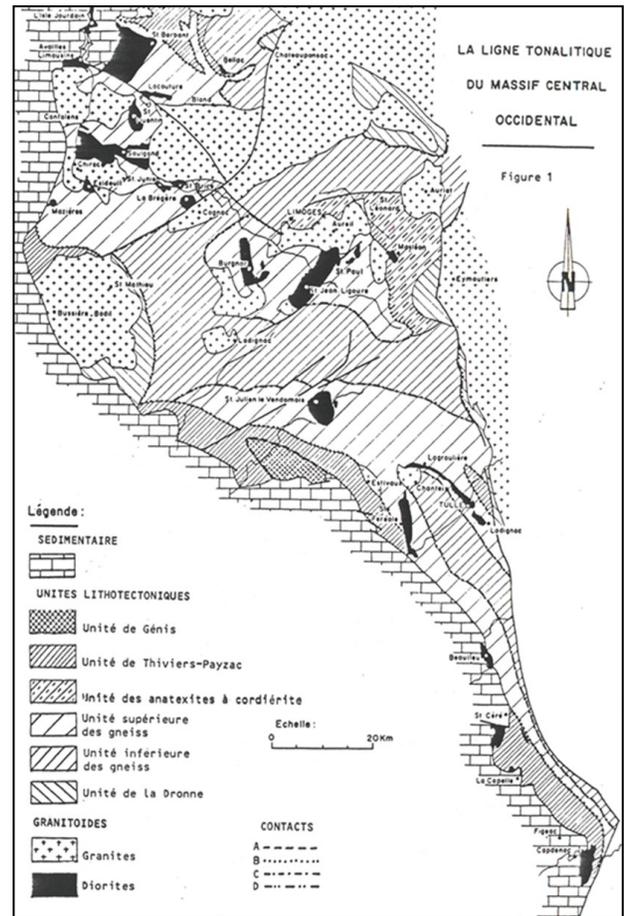


Figure 6 : La ligne tonalitique limousine

Rappel des pages 69 et 70 - Figure 4 p. 70

Le laccolite de diorite de Saint-Julien-Ie-Vendômois appartient à la lignée tonalitique et il est plissé en synforme.

La lignée tonalitique du Limousin s'est donc mise en place antérieurement au plissement de toute la pile de nappes du Bas-Limousin.

Et si, formée sur la marge armoricaine, elle se retrouve maintenant prise en tenailles dans l'empilement des nappes du Bas-Limousin qui appartiennent à la marge de Gondwana, cela paraît difficile à expliquer !

Pourtant, les données géochimiques sont sans équivoque : les spectres d'éléments en traces montrent de fortes anomalies négatives en Nb et Ti et les données isotopiques indiquent l'intervention d'un manteau enrichi, typique des coins de manteau asthénosphérique situés au-dessus du slab des zones de subduction.

La ligne tonalitique représente bien un arc volcanique !

Alors comment expliquer sa position actuelle ?

Peut-être de la façon suivante ! On connaît des exemples d'unités issues de la plaque supérieure et charriées sur le prisme de collision : c'est par exemple le cas des nappes austro-alpines dans les Alpes.

On peut imaginer que tout l'arc volcanique sur toute son épaisseur se soit désolidarisé de la marge armoricaine à la faveur de la compression pour venir chevaucher l'U.S.G.

c) L'anatexie

À peu près en même temps, se mettent en place les anatexites d'Aubusson et le granite peralumineux de Guéret qui ont été datés à -356 ± 8 Ma (Rb/Sr sur roche totale).

Beaucoup de géologues relient ce magmatisme à la fermeture de l'Océan Rhéique.

Le complexe granitique de Guéret est la manifestation magmatique la plus remarquable de cet événement. C'est l'un des plus vastes plutons du Massif Central. Il occupe l'essentiel du département de la Creuse. L'encaissant du complexe granitique de Guéret consiste en migmatites à cordiérite, anciennement appelées « aubussonites », appartenant essentiellement à l'U.I.G.

Vers -360 Ma, la chaîne varisque est constituée. La croûte continentale granitique de la marge Nord de Gondwana, entraînée dans la subduction, est maintenant placée sous la croûte continentale d'Armorica.

Les deux croûtes continentales sont superposées (profondeur du « Moho » = 70 km).

La racine de la chaîne devient le domaine de l'anatexie (voir figure 5 page 76).

L'anatexie va alors s'exprimer.

• Premier facteur favorisant l'anatexie : la richesse de la croûte en éléments radioactifs

L'épaississement crustal engendré par la collision continentale induit un déplacement du géotherme vers des températures plus élevées du fait de la richesse en éléments radioactifs de toute la croûte. La racine de la chaîne se réchauffe alors et atteint des températures supérieures à celles du solidus de la plupart des roches crustales. Elle devient alors le domaine des migmatites et de l'anatexie qui vont générer des plutons granitiques qui vont migrer vers la surface.

• Deuxième facteur : l'érosion et la remontée du « Moho » par rééquilibrage isostatique

La chaîne à peine formée, elle est la proie de l'érosion.

S'il y a amincissement de la croûte, il y a parallèlement remontée du « Moho » et par conséquent du manteau sous-jacent, par rééquilibrage isostatique.

Cette remontée du manteau se fait pratiquement sans perte de chaleur. Elle est dite adiabatique.

Et comme la pression qui s'exerce sur ce manteau diminue, tout cela fait qu'il peut fondre lui aussi partiellement. Le magma basaltique produit par cette fusion partielle de la péridotite mantellique peut alors s'accumuler sous le « Moho » (« underplating ») et entraîner alors une augmentation de la température de la croûte continentale inférieure au niveau de la racine et contribuer ainsi à sa fusion partielle.

Remarque : Le magma basaltique d'origine mantellique peut éventuellement pénétrer dans la croûte (« intrapla-ting ») et là, se différencier ou se mélanger au magma acide crustal provenant de la fusion partielle de la croûte continentale.

Les magmas produits remonteront sous la forme de diapirs ou de « dômes migmatitiques ».

Ainsi se sont formées les anatexites à cordiérite d'Aubusson et le granite de Guéret vers -356 ± 8 Ma.

Ce n'est que plus tard, vers -325 -315 Ma que se mettront en place, dans le Nord Limousin, les nombreux leucogranites, mise en place contrôlée par une tectonique régionale extensive.

d) La tectonique d'extension et l'effondrement gravitaire

Durant la collision continentale, tous les magmas granitiques produits en profondeur par anatexie ne se mettent pas en place dans la croûte supérieure contrairement à ce qu'on a longtemps pensé.

Bien qu'encore controversée, l'idée qu'environ 20% du liquide de fusion stagne en profondeur se développe, comme on l'a montré par exemple sous le Tibet.

Alors bien évidemment, la présence d'une telle quantité de liquide en profondeur va avoir des conséquences rhéologiques importantes qui vont se traduire par une diminution de la résistance des croûtes inférieure et moyenne devenues plus ductiles.

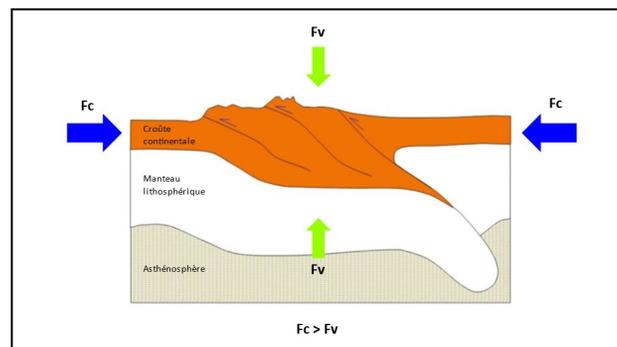
La croûte supérieure rigide va en effet s'enfoncer dans ce matériel plus plastique.

L'extension généralisée qui en découlera entraînera un amincissement de la croûte épaissie.

La déformation permettra là aussi d'exhumer les roches de haut degré métamorphique : les pyroxéno-amphibolites de faciès amphibolite voire faciès des granulites et les migmatites.

Synthèse : Séquence des événements entre -370 et -300 Ma

Schéma 1 : entre -370 Ma et -360 Ma



Le mouvement de rapprochement de Gondwana et d'Armorica engendre des forces compressives horizontales F_c sur les roches qui créent un relief et une racine crustale.

Dans le même temps, les roches de la croûte sont soumises à des forces verticales (forces de volume F_v) liées au poids des reliefs (force dirigée du haut vers le bas)

mais aussi à la poussée d'Archimède (force dirigée du bas vers le haut) exercée sur la racine par le manteau lithosphérique qui s'oppose à l'enfoncement de la croûte du fait de sa densité supérieure.

Au début de la collision, les forces de compression F_c l'emportent sur les forces de volume F_v .

$$F_c > F_v$$

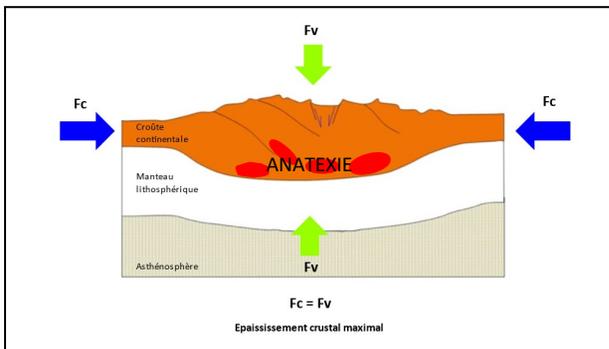
C'est à cette période que se forme l'empilement des nappes du Bas-Limousin.

L'anatexie est encore peu développée.

Puis la racine de la chaîne, riche en éléments radioactifs, commence à se réchauffer et atteint localement des températures supérieures au « Solidus du granite hydraté ».

L'anatexie prend de l'ampleur, ce que montre le schéma suivant.

Schéma 2 : vers -350 Ma



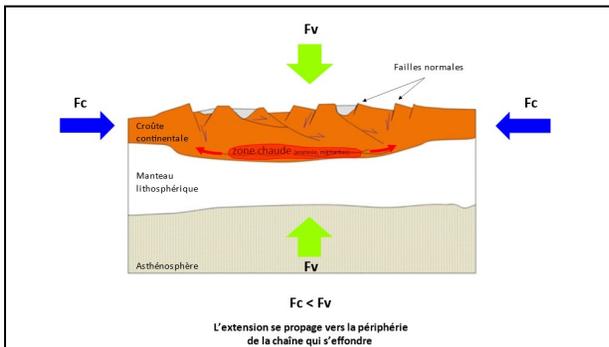
Mais parallèlement, les reliefs étant devenus importants, les forces de volume F_v augmentent et finissent par égaler les forces de compression F_c au maximum de l'épaississement crustal.

$$F_c = F_v$$

L'anatexie va encore se développer davantage, tout simplement par remontée du « Moho » et fusion partielle de la péridotite du manteau (décompression adiabatique).

C'est à cette période que se forment le granite peralumineux de Guéret et les anatexites d'Aubusson dans l'U.I.G (Figure 3 page 67).

Schéma 3 : entre -330 Ma et -310 Ma



En fin de collision, les forces de compression F_c s'exerçant en limites de plaques s'affaiblissent. Seules pratiquement s'exercent les forces de volume F_v , de gravité.

Un régime extensif s'installe alors dans la partie interne de la chaîne.

Ce régime extensif est en même temps très largement facilité par l'anatexie en profondeur.

En effet, devenue très chaude, partiellement fondue, la racine finit par perdre de sa rigidité. Elle devient plus plastique, plus ductile et comme elle est soumise à une forte compression verticale (le poids de la chaîne), elle s'étire latéralement, elle flue sur les côtés.

Devenue instable sur une racine « mollassonne », la chaîne finit par « s'effondrer » sous l'effet de sa propre masse. On parle d'extension tardi-orogénique.

Ce désépaissement crustal dû au fluage de la racine peut concerner des surfaces très importantes.

Le fluage de la racine s'avère être en fait le moyen le plus efficace et le plus rapide pour ramener la croûte à son épaisseur normale (30 à 35 km, profondeur du « Moho »).

En surface, la croûte supérieure, froide et fragile, réagit en se cassant (failles normales en régime d'extension). Cela va se traduire par la formation de grabens ou de demi-grabens et l'ouverture de bassins : les futurs bassins houillers qui vont recueillir, piéger les premiers sédiments détritiques de la chaîne.

En profondeur, les diapirs ou « dômes migmatitiques » formés par anatexie de la racine et qui étaient immobilisés, cristallisés à 15 km sous la surface « remontent » (c'est relatif !) et vont se retrouver maintenant à 3-5 km de profondeur.

C'est aussi à cette période que vont se mettre en place les nombreux leucogranites par deux mécanismes.

- L'« effet fer à repasser »

Par exemple, au niveau des grands plans de chevauchement, une portion de croûte continentale chaude déportée vers l'extérieur de la chaîne peut venir se placer sous une portion de croûte continentale plus froide et hydratée. Dans la zone de contact entre les deux unités, la chaleur libérée par l'unité inférieure et la présence d'eau dans l'unité supérieure vont faire que cette dernière va subir l'anatexie.

- Le jeu des grands décrochements verticaux.

Par exemple, la faille d'Argentat, normale, de direction méridienne et qui tronçonne la synforme d'Uzerche-Seilhac et l'anticlinal de Tulle est en fait tout un réseau de failles qui descendent jusqu'à 20 km de profondeur. De tels décrochements, outre le fait qu'ils produisent de la chaleur par frottement, ont permis l'ascension, par le biais de drains, de magmas d'origine crustale, qui ont eu le temps parfois de subir une différenciation et une cristallisation fractionnée. Ce magmatisme se serait étalé sur environ 15 Ma (entre -335 et -320 Ma).

Le problème des datations en Géologie

Jusqu'à récemment, il y avait à peu près consensus sur les datations des principaux événements de l'orogénèse varisque, à savoir :

- éclogitisation de la croûte océanique de l'Océan Médio-Européen entre -420 et -405 Ma soit au Dévonien inférieur (voir page 71), puis exhumation de cette croûte

très tôt après la collision continentale, entre -385 et -375 Ma (voir pages 74 et 75).

Mais quand on s'attarde sur les deux cartes de la page 72, extraites de la thèse de Caroline Lotout (2017), on constate que l'éclogitisation de la croûte océanique de l'Océan Médio-Européen n'a pas été synchrone dans tout le Massif Central et en particulier, qu'elle a été beaucoup plus récente dans le Sud du Massif Central, de 50 à 100 Ma, ce qui est loin d'être négligeable !

Elle propose en effet un âge de -377 ± 3 Ma pour les éclogites du Massif de Najac appartenant à l'U.I.G. et de -358 ± 2 Ma pour celles du Massif du Lévézou appartenant à l'U.S.G. c'est-à-dire des âges correspondant à la limite Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.

Ces différences dans les datations s'expliquent avant tout par les nouveaux modes d'extraction des zircons et les nouvelles méthodes de datation : datations multi-méthodes U-Pb sur zircon, rutile et apatite ; Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux.

Ces nouveaux âges Dévonien supérieur peuvent être alors interprétés au moins de deux façons différentes :

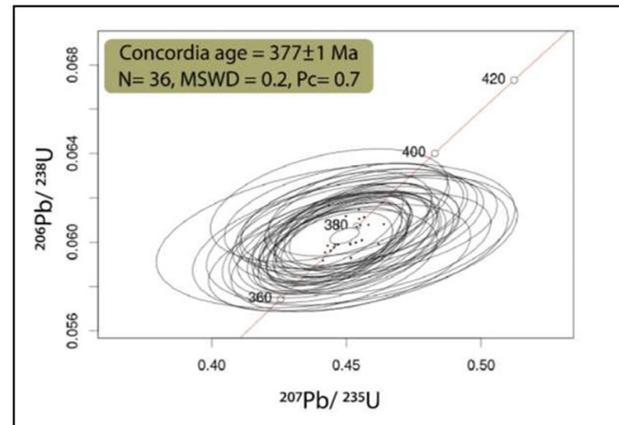
- ou bien l'on admet l'existence de deux zones de subduction différentes avec un premier épisode de subduction et d'éclogitisation vers -420 -400 Ma au Nord du Massif Central et un second épisode entre -377 et -358 Ma au Sud du Massif. Y aurait-il eu deux océans ?

- ou alors il y aurait eu deux épisodes d'enfouissement mais d'une seule et même croûte océanique, au sein d'une même zone de subduction, avec d'abord l'enfouissement des roches de l'U.I.G. (éclogites de Najac, -377 ± 3 Ma) puis des roches de l'U.S.G. (éclogite du Lévézou, -358 ± 2 Ma).

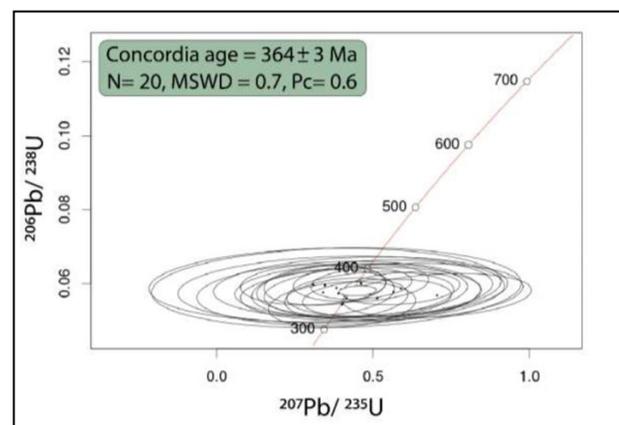
Les travaux récents de A. Benmammar (2021), mais cette fois-ci sur des éclogites du Bas-Limousin exclusivement (de Benayes, du Puy Bavaud, de Roche L'Abeille, d'Espartignac,...) ont également « rajeuni » l'éclogitisation dans cette région du Nord du Massif Central. Elle a été datée par la méthode U/Pb sur zircon et rutile à -377 Ma pour les éclogites de l'U.S.G. (éclogites de la synforme d'Uzerche-Seilhac) et à -364 Ma pour celles de l'U.I.G.



Situation approximative des échantillons d'éclogite ayant servi aux datations



*Échantillon de l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G)
étoile bleue de la carte précédente*



*Échantillon de l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G)
étoiles rouges de la carte précédente*

Mais cela ne change rien du tout au déroulement de l'histoire. Le scénario monocyclique reste toujours valable, c'est-à-dire que les éclogites du Massif Central appartiennent à une même zone de subduction active au Dévonien supérieur suite à la fermeture d'un domaine océanique unique, l'océan Médio-Européen, par subduction de sa croûte vers le Nord sous Armorica. Seulement tout est décalé dans le temps !

La différence principale qu'engendrent cependant ces nouvelles datations est que maintenant l'orogène varisque s'étale sur un temps beaucoup plus court. Dans le Bas-Limousin, l'U.S.G. s'enfouit la première, atteignant sa profondeur maximale, environ 70 km, à -377 ± 1 Ma, suivie par l'U.I.G. qui atteint sa profondeur maximale à -364 ± 3 Ma, le tout étant exhumé vers -340 Ma.

Pourquoi une durée aussi courte pour l'orogène varisque ?

Une explication immédiate et simpliste est de dire que l'Océan Médio-Européen n'a jamais été très large (~ 500 km) et donc qu'il s'est fermé rapidement !

Son corollaire est que la croûte qui a subducté était encore chaude. La subduction a donc été très certainement forcée, c'est-à-dire avec un plan de Benioff-Wadati très peu pentu comme c'est le cas aujourd'hui pour la plaque Nazca.

Mais dans le cas de l'orogénèse varisque, cette subduction a été immédiatement suivie par une collision continentale ce qui n'est pas le cas évidemment de la plaque Nazca ... pour elle, il faudra attendre longtemps !

Marge Nord-Gondwaniennne étirée et chaude, subduction forcée d'une croûte océanique chaude suivie très rapidement par une collision continentale, tout cela sur une longueur de plus de 5000 km, ce sont autant de singularités qui font l'originalité de l'orogénèse varisque et que les géologues ont du mal à expliquer tout simplement parce qu'ils n'ont pas de modèle actuel sous la main.

Journée 2 : Samedi 16 septembre Le Bassin de Brive

Le Bassin de Brive est limité au Nord par l'Unité de Génis et au Nord-Est par l'Unité de Thiviers-Payzac.

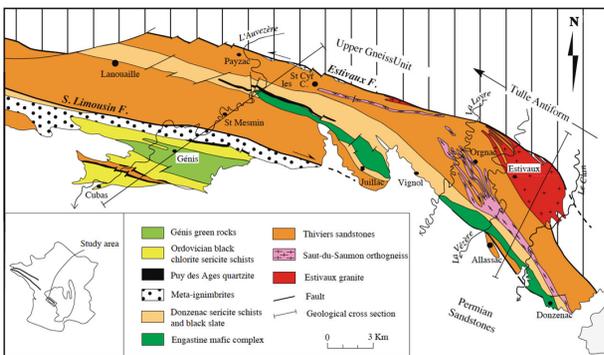
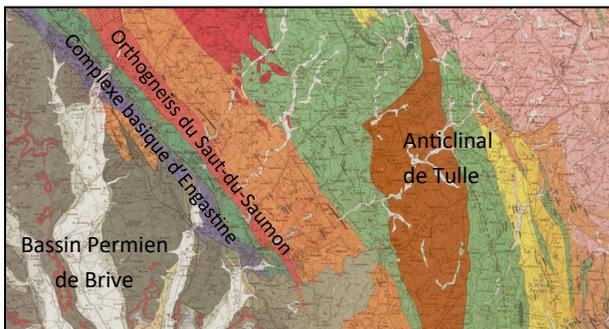


Schéma structural des Unités de Génis et de Thiviers-Payzac
(Document M. Faure)

L'âge de l'Unité de Génis est relativement bien cerné du fait de la présence d'Acritarches dans des métapélites (Ordovicien-Silurien) et de dolomites à Conodontes (limite Silurien-Dévonien).

Il en est également de l'âge de l'Unité de Thiviers-Payzac, contraint par le métamorphisme de contact développé autour du métagranite (orthogneiss) du Saut-du-Saumon dont la mise en place a été datée de l'Ordovicien (-475 Ma).



Extrait de la carte géologique de Tulle au 1/50 000^{ème}
(Document Géoportail)

Après avoir parcouru une petite partie du Bassin Permien de Brive et traversé la localité de Donzenac, on parvient au village de Travassac en franchissant le dénivelé de la

faille de Donzenac séparant la Bassin de Brive de l'Unité de Thiviers-Payzac.



Les « pans » de Travassac - Image Google Earth
Ils sont orientés N156°.

Arrêt 1 : Les schistes ardoisiers dévoniens de Travassac

1- L'unité de Thiviers-Payzac

Les schistes de Travassac - Donzenac - Allasac appartiennent à l'unité de Thiviers-Payzac. Cette unité débute au Nord près de Thiviers (24) pour disparaître sous le Stéphanien moyen du Bassin de Brive un peu au Sud de Donzenac.

Cette unité, qui se situe dans les niveaux stratigraphiquement les plus élevés de la série du Bas-Limousin, est formée de bas en haut donc du plus vieux vers le plus récent par :

- des grès, grauweekes et silts d'âge Précambrien à Cambrien (environ -565 Ma),
- des ardoises et schistes sériciteux noirs (schistes de Donzenac),
- des rhyolites, ignimbrites et du matériel volcanosédimentaire acide datés de l'Ordovicien inférieur (environ -480 Ma),
- des quartzites blancs (dit du « Puy des Âges »),
- et des schistes noirs chloriteux d'âge Ordovicien moyen à supérieur.

Cette série sédimentaire est recoupée par :

- le Complexe basique d'Engastine, un essaim filonien de roches basiques (métabasaltes, dolérites et amphibolites) orienté NO-SE qui est la direction structurale majeure du Limousin méridional. Malgré un métamorphisme régional dans le faciès schiste vert ou amphibolite (actinote-chlorite-biotite-épidote), des reliques de pyroxènes et de plagioclases et des textures magmatiques sont encore préservées dans ces roches. L'âge de ce magmatisme basique est inconnu, il est supposé Cambrien ou Ordovicien.

- et l'orthogneiss du Saut-du-Saumon qui forme une bande allongée d'une dizaine de kilomètres et large de 500 mètres. La foliation subverticale porte une linéation minérale d'allongement marquée par l'éirement des clastes feldspathiques et des rubans de quartz.

Cet orthogneiss dérive d'un protolithe granitique qui a été daté à -477 ± 22 Ma donc d'âge Ordovicien.

Sa déformation mylonitique, liée au jeu senestre du décrochement d'Estivaux, a été estimée à -361 ± 9 Ma soit Carbonifère tout à fait inférieur.

2- La formation de l'ardoise de Travassac

a) Le milieu de sédimentation

Au début de l'ère Primaire, au Cambrien, il y a environ 540 à 500 Ma, la marge Nord de Gondwana se morcèle, Armorica commence à s'en détacher.

Un rift se forme qui commence à s'élargir. Comme on l'a déjà dit pour l'arrêt de la veille (l'éclogite du Puy des Ferrières), ce rifting s'accompagne d'une activité volcanique intense.

Des volcans à chimisme acide (rhyolitique à dacitique) et à dynamisme explosif (peut-être en partie phréatomagmatique ?), sans doute établis sur des failles normales, rejetaient dans l'atmosphère des débris de roches pulvérisées qui étaient ensuite transportés par les vents pour se déposer en pluie fine en fonction de leur granulométrie dans le bassin marin occupant le rift.



Volcan en éruption

Source - La Presse, jeudi 9 novembre 2023

Les débris les plus grossiers, de la taille de quelques millimètres (grains de quartz, de feldspath et de plagioclase sodique) se déposaient les premiers au fond du bassin où ils pouvaient être occasionnellement roulés. Là, ils formaient une couche de sédiments de plusieurs mètres d'épaisseur. Ce sont les quartzites feldspathiques d'aujourd'hui qui forment des bancs très durs.

Quant aux débris les plus fins (cendres, poussières), ils restaient plus longtemps en suspension dans l'eau et donc sédimentaient plus tard, mélangés à des argiles et à de la matière organique provenant de l'érosion des bordures du rift, pour former une couche plus pélitique, d'épaisseur métrique. Ce sont les schistes ardoisiers d'aujourd'hui, sombres parce que riches en substances carbonées que l'on continue d'exploiter à Travassac et à Allasac.

C'est la succession de très nombreux épisodes volcaniques séparés par des périodes de vacuité relative pendant quelques millions d'années qui a permis l'accumulation sur plusieurs centaines de mètres de cette alternance de quartzites feldspathiques à grain millimétrique et de schistes ardoisiers, métapélites à grain microscopique.



Exemple de granoclasement dans un dépôt volcanique de la Plaine des Sables - Piton de la Fournaise

b) Le métamorphisme et la tectonique

De l'Ordovicien moyen au Silurien moyen, le bassin s'est océanisé puis élargi pour former l'océan Médio-Européen. Tous ces sédiments se sont retrouvés alors accumulés au pied du talus continental de sa marge gondwanienne.

Quand l'océan a ensuite commencé à se fermer par rapprochement de Gondwana et Armorica, ils ont été intégrés dans le prisme d'accrétion puis entraînés en profondeur par le plongement de la croûte océanique en subduction.

La présence aujourd'hui, dans les schistes ardoisiers de Travassac, de chlorite, muscovite, biotite, grenat et staurotide permettent de dire qu'ils se sont enfoncés jusqu'à environ 15 km de profondeur et ont atteint des températures de l'ordre de 400°C (métamorphisme barrovien de MP-MT).

Non seulement les quartzites et les schistes ont été métamorphisés mais aussi déformés, plissés par la compression qu'ils ont subie quand Gondwana et Armorica sont entrés en collision.

Ce métamorphisme et ces déformations ont eu lieu vers -360 Ma.

Portés ensuite vers la surface, ils apparaissent aujourd'hui en bancs bien verticaux. La schistosité ardoisière y est très spectaculaire, surtout dans les niveaux les plus fins, résultat d'une disposition préférentielle des minéraux des roches, parallèlement aux plans de schistosité, et perpendiculairement à la compression subie par l'ensemble.

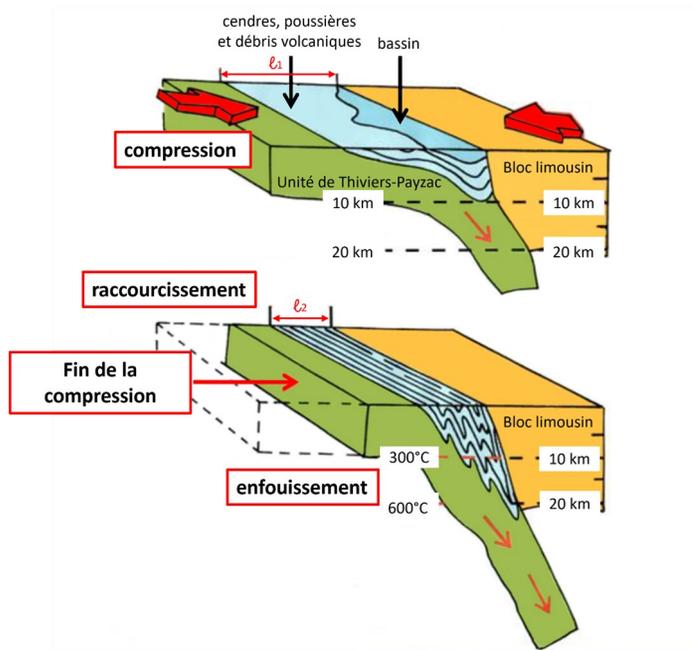
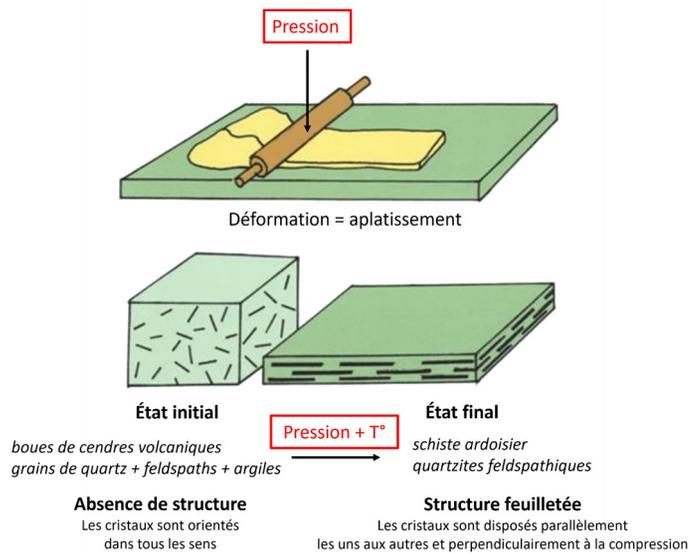
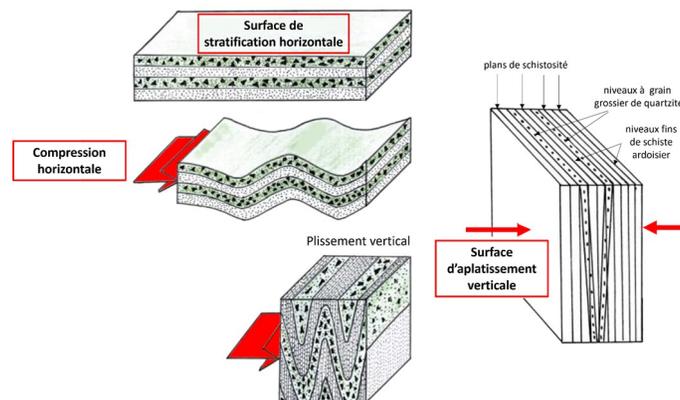


Illustration des déformations subies par les sédiments de l'Unité de Thiviers-Payzac



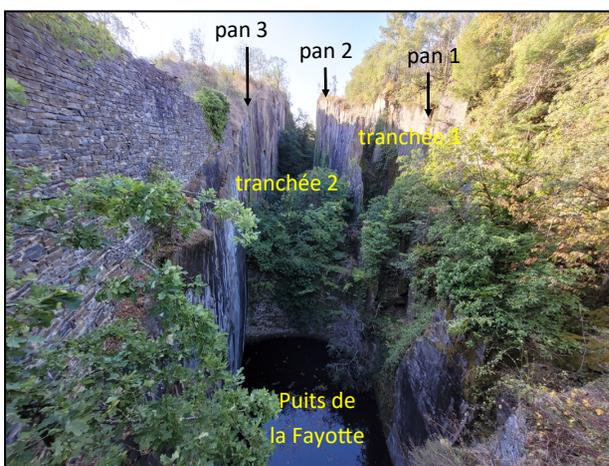
Schémas illustrant l'apparition du feuilletage des ardoises par compaction



Relation plissement / schistosité

d'après des documents de J.P. Floc'h (transmis par Guy Chantepie)

3- La carrière des « Pans » de Travassac



Vue sur le puits en eau de la Fayotte (profondeur = 100 m)

Les « pans » en relief sont séparés les uns des autres par des « descentes » en creux ou « tranchées ».

Un « pan » correspond donc à une couche verticale qui n'a pas été exploitée, on pourrait presque dire un « stérile » pour la bonne et simple raison qu'il est trop riche en filons et filonnets de quartz.

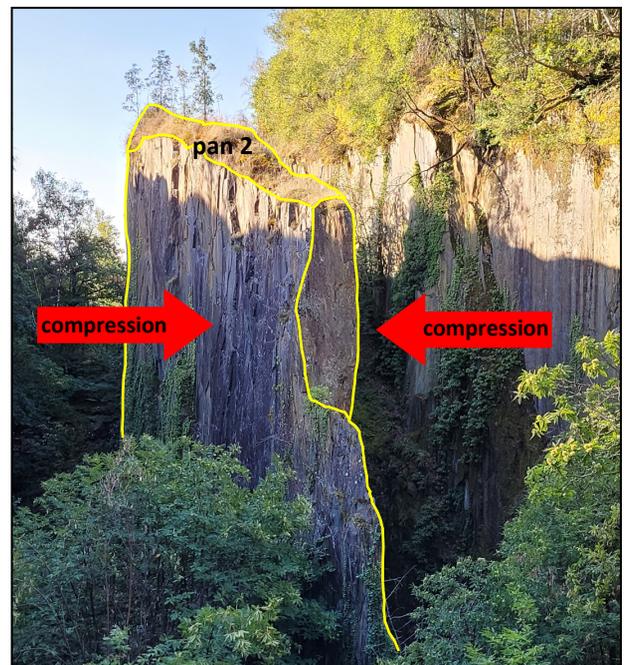
Un « pan » représente par conséquent une strate de débris grossiers (grains de quartz, de feldspath et de plagioclase sodique) qui se sont déposés au fond du rift après

un épisode volcanique au Cambrien. Il est constitué aujourd'hui de quartzites feldspathiques.

En revanche, les « tranchées » ont été exploitées et même jusqu'à une très grande profondeur (le puits en eau de la Fayotte a une profondeur de 100m) parce qu'elles sont constituées du matériau noble : le schiste noir ardoisier. On pourrait les qualifier de « fertiles ».

Chaque « tranchée » dérive donc, après métamorphisme et déformation, d'une couche de débris très fins (cendres, argiles) qui se sont déposés au sein du même rift mais un peu plus tard que le « pan » du même épisode volcanique.

La présence d'eau dans les « tranchées » comme au niveau du puits de la Fayotte s'explique par le fait que l'ardoise est une roche imperméable « en petit ». Quand l'ardoise était exploitée, il fallait donc pomper cette eau continuellement.



Détail de la photographie précédente



Filon de quartz vertical en limite d'un « pan »

Le premier filon ardoisier de la Puyboene permet de faire de nombreuses observations.

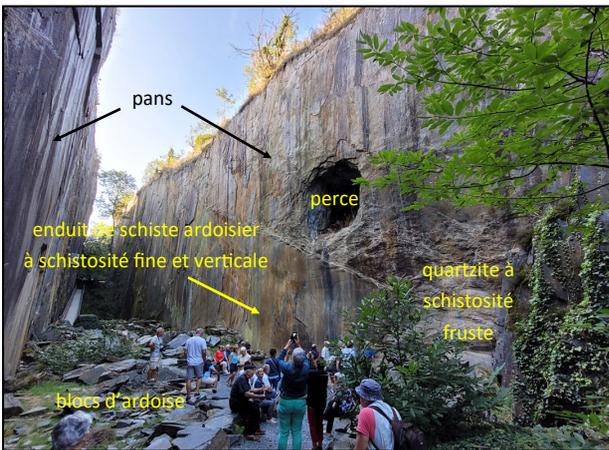


Perspective sur le filon ardoisier de la Puyboene

Sur les parois du filon ardoisier, on peut voir parfois des lentilles ou des filons de quartz pratiquement verticaux appartenant aux « pans » de quartzite qui le délimitent.



Filons de quartz sur une paroi de filon ardoisier



À la base de ces mêmes parois, des surfaces peuvent porter une schistosité de crénulation assez grossière.



Schistosité de crénulation grossière à la base d'un « pan » de quartzite



Le groupe de l'AVG dans la tranchée de la Puyboene attentif aux explications du guide

À l'inverse, à la surface de quelques blocs d'ardoise abandonnés au fond de la tranchée, on retrouve cette même schistosité de crénulation mais beaucoup plus fine ce qui s'explique très facilement par le grain très fin de l'ardoise.

À l'inverse, à la surface de quelques blocs d'ardoise abandonnés au fond de la tranchée, on retrouve cette même schistosité de crénulation mais beaucoup plus fine ce qui s'explique très facilement par le grain très fin de l'ardoise.



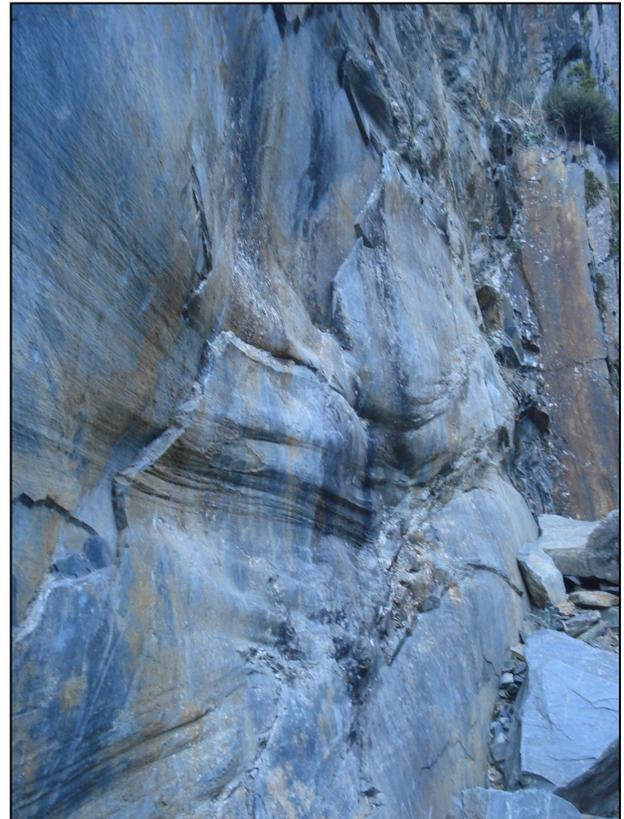
Schistosité de crénulation fine sur un bloc d'ardoise

Toujours sur les parois de la tranchée, on peut aussi observer comme des stries horizontales, des ondulations de largeur et d'amplitude variable, elles-mêmes portées par des surfaces plus amples, ondulées, mamelonnées, courbes et qui semblent parfois se couper.

L'ensemble de ces figures peuvent faire penser à des dunes marines, des méga-rides (?).



Dunes, méga-rides (?) vues de face



Les mêmes mégarides (?) vues de profil



Une image du parcours dans la carrière

Pendant l'exploitation, des « perces » ont été creusées dans les pans de quartzite pour faciliter le passage d'un filon d'ardoise à l'autre.



Perce

Une autre tranchée permet d'aborder le thème de l'exploitation.

On peut voir, à la surface des pans, des trous de forages verticaux et horizontaux. Ces trous étaient pratiqués par le « fonceur ».

À l'intérieur de ces trous, le « boutefeux » plaçait les charges d'explosifs. On n'utilisait pas la dynamite qui aurait pulvérisé l'ardoise mais la poudre noire, mélange déflagrant de soufre, de nitrate de potassium (salpêtre) et de charbon de bois.

Les gros blocs tombés à terre étaient ensuite découpés en blocs plus petits ou « quernons » par le « débiteur » avant d'être remontés à la surface à l'aide de grues et de chariots.



Résultat d'un tir raté !



Trous de forage verticaux et horizontaux sur la paroi d'un pan



Grue au bord de la route

En surface, les quernons étaient sciés et devenaient ainsi des « repartons ».

Ensuite le « fendeur » ou « cliveur » divisait le reparton en « fendis » de l'épaisseur de l'ardoise définitive soit environ 3 à 5 mm à Travassac en profitant de la fissilité de la roche, à l'aide d'un marteau et d'un burin.

Il lui restait alors à tailler le fendis avec un « taillant » pour obtenir une ardoise de forme variable : en rond, en carré, en ogive avant de la percer pour pouvoir la fixer sur les toits.

La plupart du temps, ce travail se faisait à deux : l'un fendait (le « fendeur » ou « cliveur »), l'autre taillait (le « taillant ») et perçait. Un binôme pouvait ainsi fabriquer de 400 à 500 ardoises par jour.



Le façonnage de l'ardoise

Assis sur un tabouret, le « tailleur » a devant lui un « sochou » (souche de bois) sur lequel est fixée une enclume.

Le bord du fendis y est appuyé et il le frappe à petits coups à l'aide de son taillant. Ce dernier possède un côté coupant pour tailler et porte un poinçon pour faire un trou.

Si on ne pouvait pas percer l'ardoise, alors on pratiquait deux encoches sur les côtés, toujours avec le poinçon du « taillant », pour pouvoir ensuite la placer sur le toit avec des crochets.



Son perçage



Ardoise en ogive avec ses deux encoches



Rebut d'ardoises en ogive



Présentoir illustrant les différentes formes d'ardoise et leur disposition sur un toit

Sont placées en premier sur le toit les ardoises du premier rang en bas appelé « égout ». Puis le couvreur place ensuite chaque rang, successivement, jusqu'au faitage.

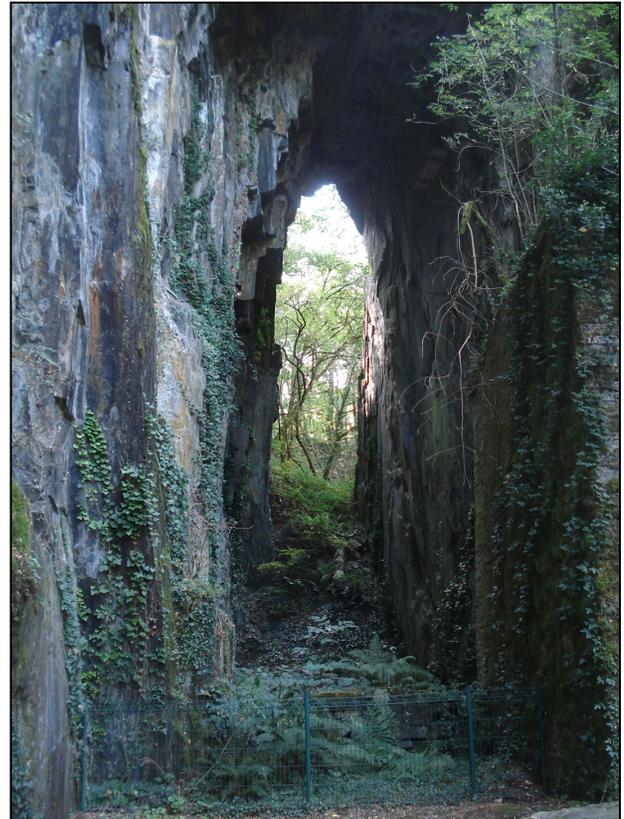
Non seulement les ardoises d'un rang supérieur recouvrent celles du rang immédiatement au-dessous mais en même temps leur taille est plus petite. On dit que le « pureau » est décroissant.

Définition de « pureau » : c'est la partie visible d'une ardoise sur le toit donc celle qui reçoit la pluie.



Escalier descendant le long de la paroi d'un pan et menant au musée

Le musée retrace l'histoire et la vie des ardoisiers de Travassac à travers les siècles.



La « Cathédrale »

Sur la photo ci-dessus, le filon d'ardoise a été exploité « en remontant » mais sa voûte « en ogive » a été conservée. Cela explique que cette cavité ait été appelée la « Cathédrale ».

Si cette tranche avait été libre d'accès, on aurait pu voir, au plafond et par la tranche, l'ardoise débitée en feuillets verticaux par les plans de schistosité.

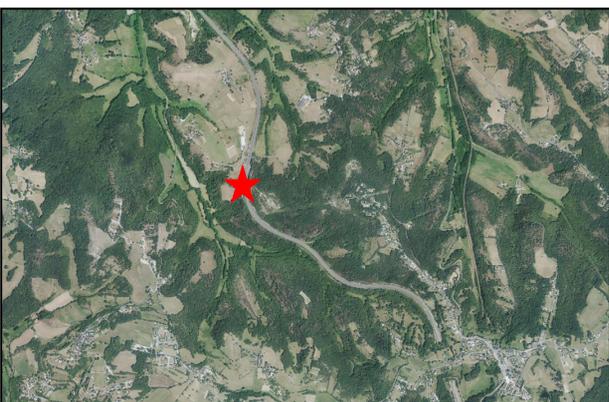
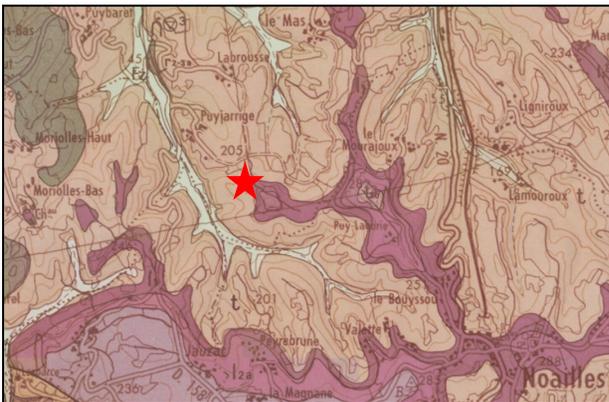
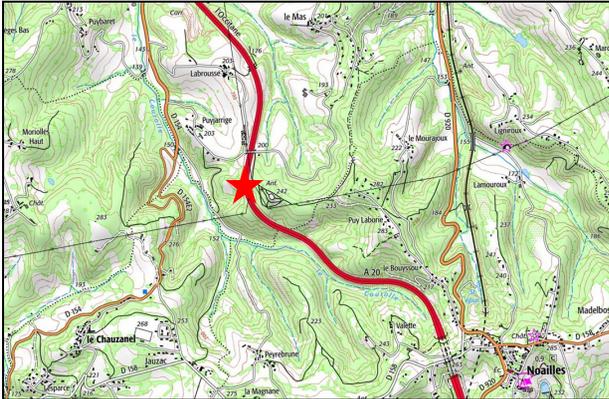


Murs de soutien de la butte ardoisière

En quittant Travassac pour revenir sur Brive, on emprunte l'« Occitane » (autoroute A20, Vierzon - Montauban).

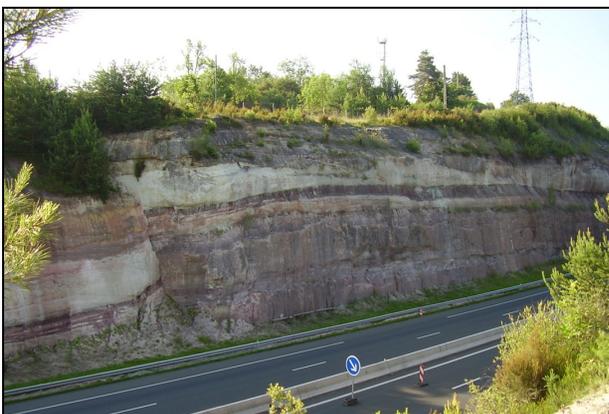
Dès le Sud de Brive, on quitte les terrains du Permien pour entrer dans les terrains triasiques du Bassin de Brive.

En cours de route, on a pu observer depuis le car la faille de Puyjarrige recoupant ces terrains du Trias.

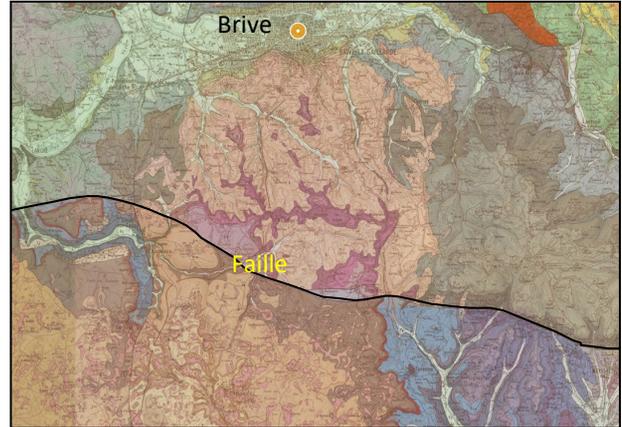


Localisation de la faille de Puyjarrige (Document Géoportail)

Cette faille affecte des grès fins et des niveaux argileux bariolés triasiques selon une direction E-O. Elle est parallèle à la grande faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac qui se situe à moins de 2 km plus au Sud.



La faille de Puyjarrige (Photo Guy Chantepie)



Localisation de la faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac (Document Géoportail)



La faille de Puyjarrige (Google Map)

Analyse de la faille de Puyjarrige

Les niveaux d'argiles bariolées et le gros banc de grès crème peuvent servir de repères.

On constate que dans le compartiment Nord donc à gauche de la faille sur la photo page 90, les niveaux d'argiles bariolées et le gros banc de grès crème sont décalés vers le bas par rapport à ceux du compartiment Sud.

Ce mouvement relatif des deux compartiments est également attesté par les couches d'argiles bariolées qui sont rebroussées vers le haut au contact de la faille dans le compartiment Nord et vers le bas dans le compartiment Sud.

Le rejet de la faille est d'environ 7 m. Il est difficile de dire d'après la photographie s'il s'agit d'une faille normale ou inverse car elle semble ici pratiquement verticale !

Si on la relie à la faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac, la notice de la carte géologique de Brive indique que cette dernière est le plus souvent pentée vers le Sud-Ouest. Dans ce cas, la faille de Puyjarrige serait normale. Mais comme elle daterait, selon certains auteurs, probablement de la phase tectonique pyrénéenne tertiaire, la phase de compression s'exerçant alors du Sud vers le Nord, rien n'empêche non plus qu'elle soit inverse !!!

Pour d'autres géologues, la faille serait synsédimentaire

c'est-à-dire qu'elle aurait joué au Permo-Trias en même temps que sédimentaient les grès et les argiles. Il n'y a aucun argument qui permette de le dire, la faille recoupant toute l'épaisseur de l'affleurement. Et le banc gréseux crème diminuant régulièrement d'épaisseur du Nord vers le Sud, on aurait là plutôt un paléochenal dont la rive Sud aurait été faillée bien après son existence, peut-être dès le Jurassique inférieur.

Cette coupe montre également que les grès et argiles du Trias ont des teintes variées, allant du blanc au rouge couleur lie-de-vin et que les grès sont fins et blancs car chargés en kaolinite.

Après l'orogénèse varisque qui a formé entre autres le Massif Armoricaïn et le Massif Central, la Terre a connu l'une des plus grandes glaciations de son existence. Cette glaciation qui a duré plus de 50 Ma, entre -310 et -260 Ma, s'explique aujourd'hui très bien par le fait que l'altération de la chaîne varisque a consommé une grande quantité du CO₂ atmosphérique provoquant ainsi une diminution de l'effet de serre. Des surfaces importantes de la Pangée étaient alors entièrement recouvertes de glace, d'autant plus que ce méga-continent se trouvait à cette époque près du pôle Sud.

Puis les continents ont commencé à se déplacer vers l'équateur, vers des latitudes plus chaudes. Les inlandsis fondent.

Parallèlement, la Pangée éclate. De nombreux rifts continentaux se forment, associés à une intense activité

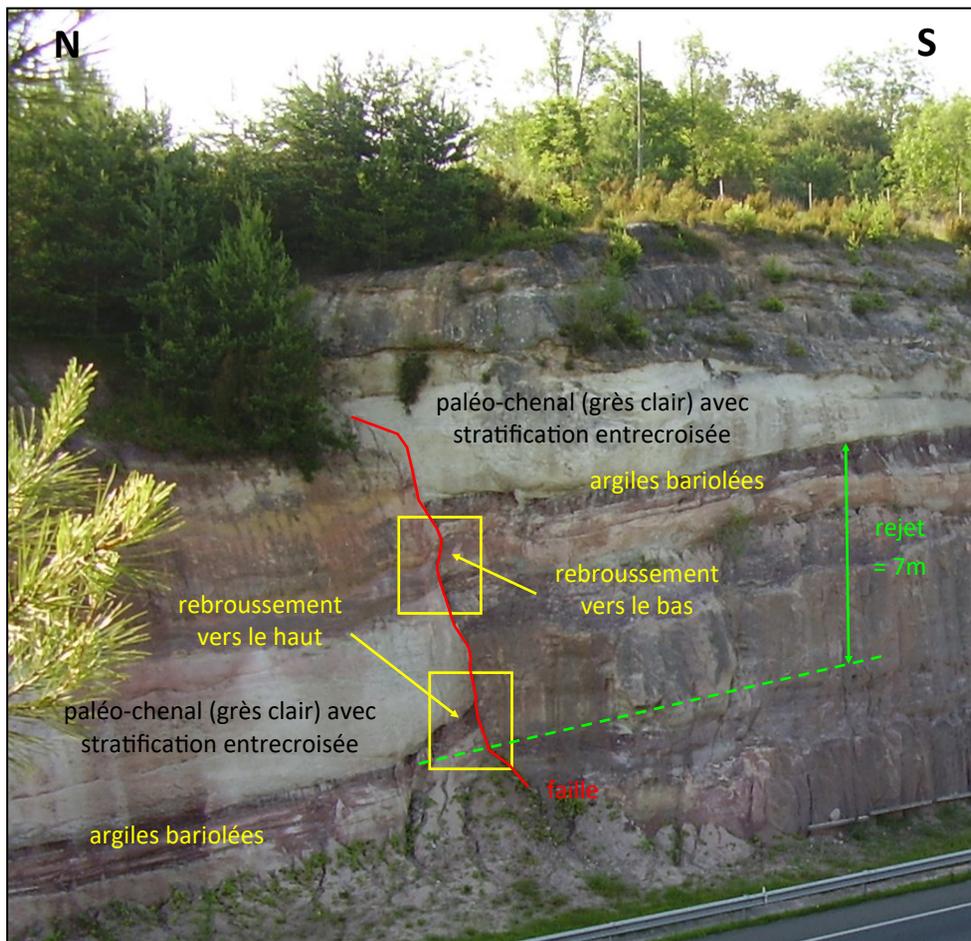
volcanique qui libère dans l'atmosphère de grandes quantités de CO₂. Il en résulte une augmentation de l'effet de serre responsable de la dilatation de l'eau de l'Océan mondial, de la Panthalassa.

Les deux phénomènes liés ont donc provoqué une forte augmentation du niveau de la mer et la submersion de vastes zones côtières. Vers la fin du Permien, la température moyenne de la planète était d'environ 30 °C.

Sur le Massif Central presque complètement arasé, se sont alors formées, sous un climat chaud et à saisons alternativement humides et sèches, des arènes rubéfiées par altération des granites. Pendant les saisons humides, la pluie amorce les hydrolyses des ferro-magnésiens et libère le fer qui est alors transporté à l'état dissout, lié aux argiles, par les rivières jusqu'à la mer. Inversement, pendant les saisons sèches, le fer est fixé dans le sol sous forme de sesquioxydes de fer.

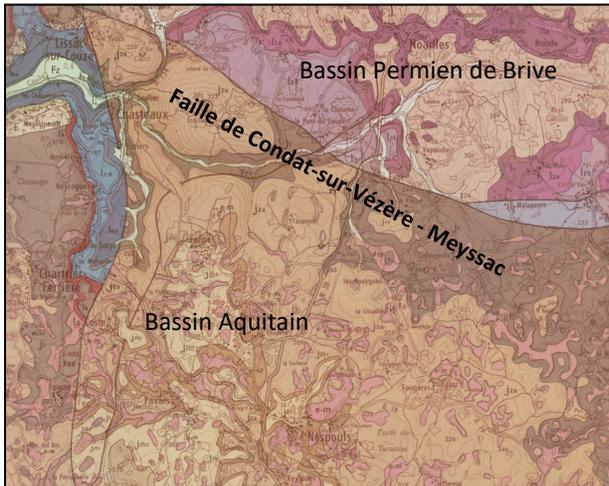
Si les dépôts dans le Bassin de Brive à la fin du Permien ont été grossiers comme on le verra à l'arrêt 3, ici, au début du Trias, ils sont très fins, preuve que la chaîne varisque est alors complètement arasée.

On peut donc émettre l'hypothèse que les argiles bariolées se sont déposées dans la dépression du Bassin Permo-Triasique de Brive pendant des périodes humides et les grès clairs pendant les saisons plus sèches ...ou peut-être aussi, à la suite du démantèlement de sols latéritiques si ces grès sont chargés en kaolinite !



Interprétation de la faille de Puyjarrige

Après la faille de Puyjarrige, on traverse des terrains plus jeunes du Jurassique inférieur (Hettangien) puis on quitte définitivement le Bassin de Brive en franchissant la grande faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac. On entre alors vraiment dans la bordure orientale du Bassin Aquitain constituée de terrains du Jurassique moyen et supérieur puis du Crétacé supérieur (lacune de tout le Crétacé inférieur) qui présente un relief de cuesta tout à fait caractéristique.



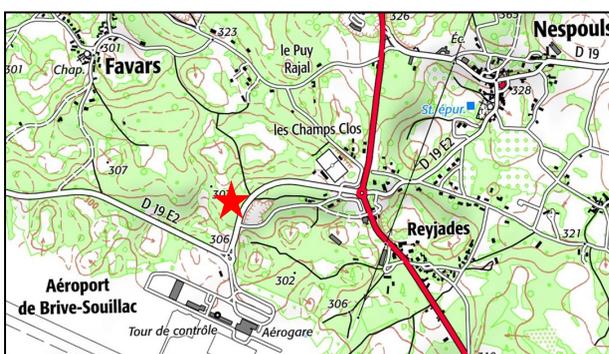
Localisation de la carrière de Reyjades (Document Géoportail)

Arrêt 2 : Le site géologique de Puy Pialat (ancienne carrière de Reyjades) à Nespouls

1- Description de l’affleurement



Cette ancienne carrière a été exploitée dans des terrains calcaires du Bathonien inférieur et moyen.



Les différents gradins que l'on y observe correspondent en fait à un empilement de strates de calcaire gris-blanc et en relief séparées par de minces lits marneux en creux (érosion différentielle).

En appliquant le Principe de Superposition qui veut que lorsque des couches sont superposées sans avoir été ultérieurement renversées par la tectonique, la plus basse est la plus ancienne et la plus haute la plus récente, on peut supposer que les gradins d'exploitation les plus bas sont du Bathonien inférieur et les plus hauts du Bathonien supérieur.

À la surface des bancs inférieurs, on peut voir des mud-cracks mais très altérés...



Mud-cracks (Photo Guy Chantepie)

... mais surtout, à la surface de nombreuses strates, de très beaux ripple-marks (rides de courant), d'amplitude et de fréquence variables indiquant que la profondeur et/ou la dynamique du milieu marin de dépôt a varié au cours du Bathonien.



Ripple-marks

Les ripple-marks (ou rides de courant) que l'on peut observer de nos jours sur les plages de l'Atlantique, présentent souvent une forme asymétrique, avec une pente douce du côté d'où arrive le courant (donc le large) sur laquelle les grains de sable roulent et s'usent, et une pente raide (donc du côté de la plage) sur laquelle ils tombent en avalanche puis se déposent pour former une lamine.

Ils sont donc engendrés par un courant unidirectionnel, la direction du courant étant perpendiculaire à l'orientation générale des lignes de crête et son sens pointant vers la pente raide (donc la plage).

En appliquant un deuxième grand principe de la stratigraphie qui est celui de l'Actualisme, on peut donc conclure qu'au Bathonien, la région était occupée par une mer très peu profonde et parfois exondée. On était sur une ligne de rivage et le courant venait de l'Ouest.



Ripple-marks asymétriques

Les ripple-marks des photos ci-dessus évoquent plutôt un milieu calme (de faible énergie), par exemple un rivage au fond d'une baie à l'abri des courants côtiers.

Mais comment peut-on expliquer que ces figures aient été bien conservées, que la strate qui s'est déposée dessus ait en quelque sorte pris l'empreinte de ces petits ripple-marks sans les effacer ?

Des études récentes ont montré le rôle prépondérant joué par les films microbiens, en particulier le rôle essentiel des Cyanobactéries dans la fixation de ces épireliefs.

La suite des événements est la suivante :

- un voile de Cyanobactéries se développe à la surface des rides de courant lorsqu'elles sont recouvertes par une faible tranche d'eau à la condition cependant que l'énergie du milieu soit suffisamment faible,

- le voile de Cyanobactéries, de consistance mucilagineuse, présente alors une « certaine résistance mécanique » qui lui permet de « décalquer », d'épouser l'épirlief.

Si les eaux associées aux sédiments sont, en plus, riches en ions carbonates :

- une induration plus ou moins intense du mucilage du

voile bactérien peut avoir lieu par précipitation de calcaire (diagénèse précoce). Ce mécanisme est bien connu ; il est à l'origine de la formation des surfaces durcies de type « hard-ground » ou, en domaine boueux, de celle des « sédiments algo-laminés » (« algal-mats ») qui correspondent à la forme plane peu onduleuse des Stromatolithes.

- l'empreinte est alors véritablement « fixée », comme « vernissée ».

Ainsi protégée, elle peut être alors recouverte par d'autres sédiments sans subir de dommages ; elle est définitivement fossilisée.

À l'inverse, les ripple-marks des photos ci-dessous et qui font penser à une véritable « tôle ondulée » avec des lignes de crête plus espacées et un profil symétrique font dire qu'ils se sont formés sous une plus grande profondeur d'eau sous l'effet de la houle.



Maryse balaye la « tôle ondulée »



Ripple-marks symétriques (rides d'oscillation)

Le niveau de la mer a donc varié au cours du Bathonien.

Dans l'ensemble, au Bathonien, la mer s'est approfondie. Le passage d'une surface à mud-cracks à des surfaces à ripple-marks, d'abord asymétriques et à lignes de crête peu élevées, puis symétriques et plus amples, davantage espacés, traduit une transgression.

Mais dans le détail, le grand nombre de surfaces à petits ripple-marks asymétriques situées à différents niveaux de la carrière indique que cette transgression s'est faite par à-coups.

Sur le petit front surmontant le banc à ripple-marks (photo ci-dessous), on peut également observer des figures de stratification entrecroisée...

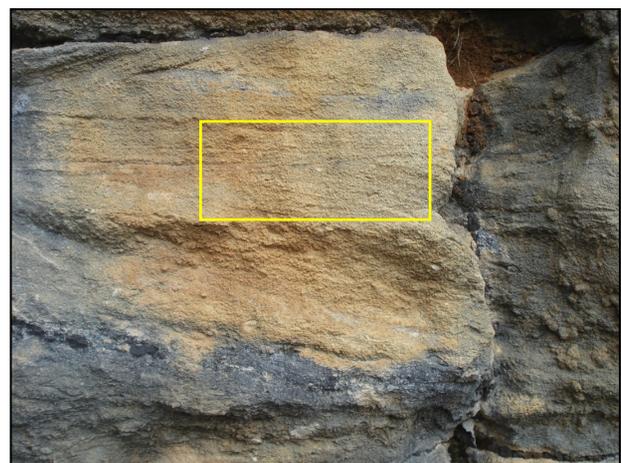


Banc portant les ripple-marks asymétriques



Figures de stratification entrecroisée

... que l'on retrouve ailleurs sur le site.



Autres figures de stratification entrecroisée

On n'a pas trouvé de fossiles de Gastéropodes ou de Lamellibranches ou d'Échinodermes, permettant de mieux caractériser le milieu ... faute de temps sans doute !

En revanche, sur un hard-ground, on a pu observer de nombreux oncolithes.

Les oncolithes sont des petits nodules de taille centimétrique constitués de fines couches (ou lamines) de calcaire, organisées généralement autour d'un nucléus (grain de quartz ou fragment, voire coquille entière d'un Gastéropode par exemple).

Contrairement à ce que l'on peut lire parfois, ces oncolithes ne sont pas l'œuvre d'Algues, qui sont des êtres eucaryotiques, mais de Procaryotes tels les Cyanobactéries. Ils se forment de la même façon que les Stromatolithes et aujourd'hui, dans des milieux peu profonds ce qui vient confirmer tout ce qui a été dit précédemment.



Oncolithes sur hard-ground

Les petites masses mamelonnées de la photographie suivante et observées dans des fractures de la carrière pourraient également faire penser à des petits oncolithes ou à des Stromatolithes.

Pour notre guide, ces structures étant toujours présentes dans les fissures, seraient des dépôts de recristallisation liés à la circulation d'eau riche en carbonates dissous.



Au fond de la carrière, on découvre en surface des poches karstiques remplies d'une terre ocre qui pourrait faire penser à de l'argile de décalcification (ou « terra rossa ») formée sur place par altération d'un calcaire marneux.

Or le calcaire bathonien de la région de Nespouls n'est pas du tout marneux.

En conséquence, cette masse ocre-rouge ne peut être qu'allochtone.

Et en effet, on y trouve de nombreux pisolithes de fer et en bas de pente, de gros blocs ferrugineux qui en proviennent.

L'analyse de cette masse ocre-rouge montre d'autre part la présence d'un fort pourcentage de grains de quartz (peu usés) et de disthène, de staurotide, de zircon. Ces deux dernières observations impliquent une origine à partir de terrains métamorphiques du Massif Central voisin.



Poche karstique dans le calcaire bathonien



Deux gros blocs ferrugineux en bas de pente



Pisolithes de fer

À cette formation, on donne le nom de « Sidérolithique ». Ce n'est pas un étage au sens stratigraphique du terme mais un faciès. On pourrait presque dire, en simplifiant beaucoup, que c'est un minerai de fer en grains.

2- Paléogéographie et mode de formation du « Sidérolithique »

Entre -300 et -250 Ma, la région de Brive était un bassin subsident dans lequel se sont accumulés tous les sédiments détritiques issus de l'arasement des reliefs de la chaîne varisque (voir arrêt 3).

Au Trias, entre -250 et -200 Ma, la chaîne varisque ressemble à une vaste pénéplaine, et à l'emplacement du Bassin de Brive, c'est tout un réseau de rivières en tresse descendant du Massif Central qui se développe. Elles divaguent, changent de lits lors de crues torrentielles et déposent des grès bariolés qui deviennent plus blancs et plus fins (Faille de Puyjarrige). On a toujours des faciès essentiellement continentaux.

Ce n'est qu'à l'Hettangien, vers -200 -190 Ma, que débute la grande transgression marine jurassique, avec d'abord des faciès lagunaires puis marins.

Après une régression marine vers -175 Ma, une plateforme corallienne (donc sous un climat de type tropical) s'installe sur la région au sens large ; puis se déposent les calcaires du Jurassique moyen (carrière de Reyjades) et supérieur. La mer recouvre alors tout le Bassin de Brive et même le cristallin varisque.

À la fin du Jurassique, vers -150 Ma, et pendant tout le Crétacé inférieur, la région est complètement émergée, suite au rifting du Golfe de Gascogne et à l'épaulement de sa marge Nord. Au cours du Crétacé inférieur, les terrains jurassiques et anté-jurassiques et le socle cristallin, ont alors été soumis à l'érosion et altérés.

Puis de nouveau, la mer revient vers -100 Ma avec la grande transgression du Crétacé supérieur, conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud à dorsale rapide.

Au début du Tertiaire, tout le Massif Central se soulève suite à l'orogénèse alpine pour former un vaste plan incliné vers l'Ouest.

Il y a alors reprise de l'érosion des terrains cristallins du Massif Central et de ceux du Jurassique mais aussi de tous les terrains qui se sont déposés au Crétacé supérieur, maintenant émergés.

Conséquence : Sous un climat chaud et humide qui s'est maintenu pendant pratiquement tout le Crétacé et le Paléogène, les terrains jurassiques et du Crétacé supérieur, essentiellement calcaires, sont altérés. Le calcaire est dissout et emporté par l'eau et un relief karstique se développe à leur surface.

Parallèlement, pendant les périodes d'équilibre biologique ou biostatique, l'environnement permet le développement de sols latéritiques à la fois sur les terrains calcaires et sur les terrains granitiques du socle. C'est ce qu'on appelle le « Sidérolithique *in situ* ».

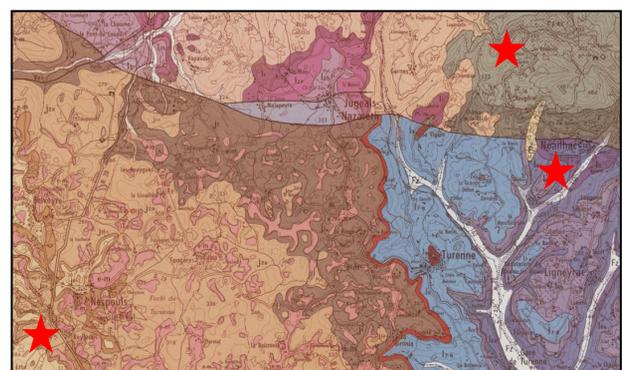
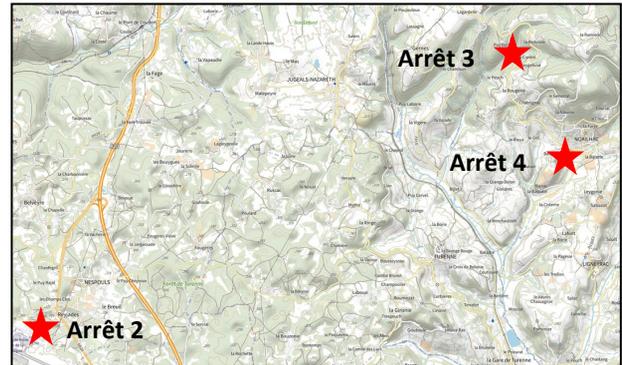
En revanche, pendant les périodes de rhexistase, qu'elles soient dues à des causes climatiques ou tectoniques, les profils latéritiques en place sont érodés. Les détritiques (sable, argile, kaolinite, fer...) sont alors transportés sur les piémonts qui ceinturent le Massif Central puis s'épandent sur les plaines où ils peuvent être

piégés dans des dépressions karstiques (dolines, avens, poches de dissolution, ...). Là, ils peuvent être remaniés et subir de nouvelles pédogenèses avec indurations, encroûtements, formation de pisolithes de fer... Ainsi se forme le « Sidérolithique remanié » complètement allochtone comme ici à Nespouls.



« Sidérolithique » plaqué contre une paroi limite de fracture dans le calcaire

Arrêt 3 : Les grès permien sur le bord de la route D38 près du lieu-dit « La Redonde »



Localisation des arrêts (Document Géoportail)

Au Permien (de -300 à -200 Ma), la chaîne varisque qui vient de se former est en cours d'érosion.

Dans toutes les zones topographiquement basses de l'époque et en particulier dans le Bassin de Brive, subsident, vont ainsi s'accumuler sur des épaisseurs de l'ordre de 600 à 800 m l'essentiel des matériaux détritiques arrachés aux reliefs voisins.

Entre -250 et -200 Ma, le climat étant même devenu beaucoup plus chaud et humide (voir la Faille de Puyjarrige), ces reliefs varisques sont alors affectés par une altération de type latéritique poussée, avec individualisation de niveaux riches en silice, kaolinite, oxydes de fer et d'aluminium...

Parallèlement, l'enfoncement saccadé des bassins et la surélévation du socle par le jeu de failles normales (découpage en horsts et grabens, Pangée en extension) provoquent périodiquement des phases d'érosion, de décapage de ces profils latéritiques.

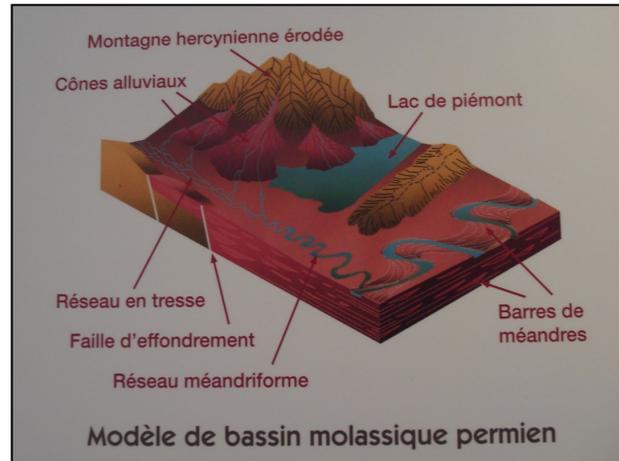
Les altérites sont alors transportées en régime torrentiel sur des distances relativement courtes au pied des reliefs ou piémonts puis repris par des rivières pour enfin sédimenter dans les bassins de réception.

Dans ces bassins, il faut par conséquent imaginer tout un réseau de chenaux en tresse qui pouvaient changer de cours, raviner des dépôts préexistants ce qui explique les nombreuses discontinuités et stratifications entrecroisées que l'on y observe.

Les variations verticales de granulométrie traduisent les variations de débit. Des dépôts argileux ou sableux peuvent être tronqués par des niveaux de graviers.

Et tous ces changements pouvaient avoir une origine climatique ou saisonnière, ou encore une cause tectonique, car 600 à 800 m de terrains permien, compaction comprise, ne montrant que des chenaux sur toute leur épaisseur, ne peuvent s'expliquer que par un enfoncement progressif et saccadé du fond.

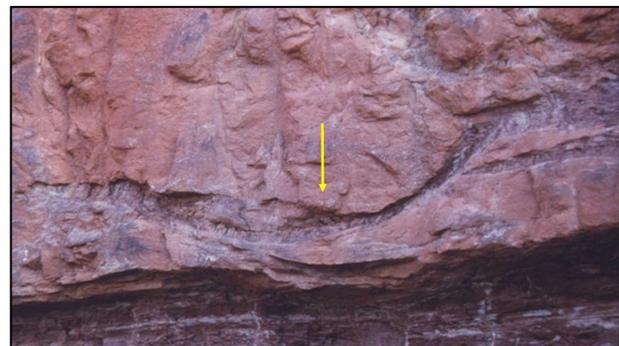
C'est pour ces différentes raisons que la stratigraphie du Permien de Brive demeure mal définie, l'alimentation du bassin se faisant de plus par de multiples zones d'apport.



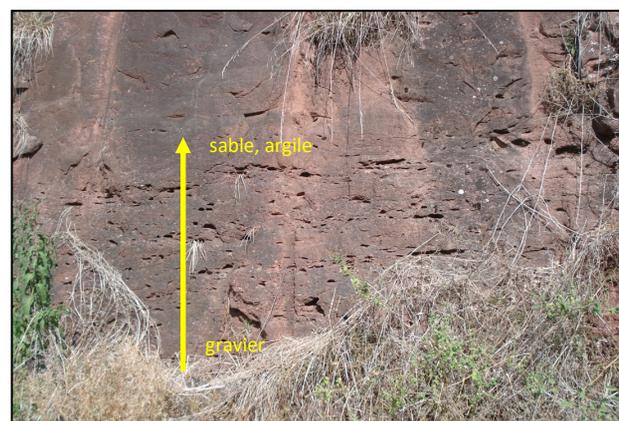
Panneau du musée de Noailhac illustrant la paléogéographie du Bassin de Brive au Permien



Vue de l'affleurement



Chenal (Photo Guy Chantepie)



Granoclassement vertical (polarité normale)



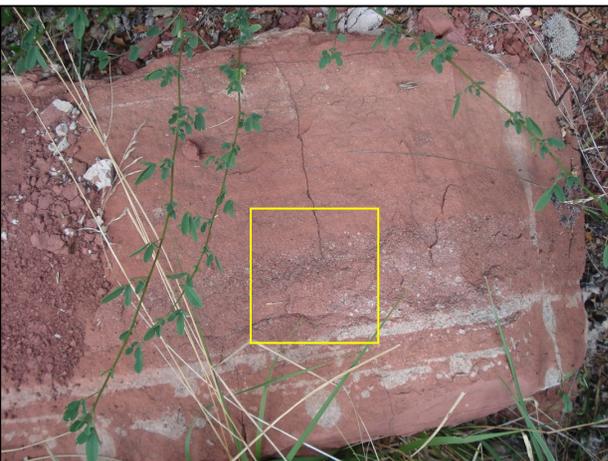
**Alternance de niveaux gréseux (en relief)
et de niveaux argileux (en creux)**



Détail de la photo précédente

Les traces blanches verticales que l'on voit nettement dans le niveau argileux du centre de la photo se forment autour des racines végétales vivantes qui créent autour d'elles un microenvironnement favorable à la réduction du fer par « excrétion » d'ions H^+ .

Dans les niveaux argileux, si l'on fait bien attention, on peut encore distinguer des alternances de matériel très fin, silteux, et de matériel relativement plus gros : sable ou graviers noyés dans de l'argile.



Détail d'un niveau argileux

Quelques fossiles ou ichnofossiles ont été trouvés dans ce Permien « rouge » :

- une contre-empreinte de *Dimetropus*, des traces de *Limnopus*, Tétrapodes Temnospondyles voisins du genre Eryops,
- des pistes de Vers, des terriers...

Le très riche petit musée de Noailhac expose, entre autres, quelques-uns de ces fossiles (arrêt 4 suivant).

En cours de route, vue sur la butte de calcaire oolithique du Bajocien de Turenne facilement reconnaissable dans le paysage à sa forme de locomotive.



La butte de Turenne dite la « locomotive »

Arrêt 4 : Noailhac

1- Visite du musée de géologie

Noailhac, situé sur la faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac, entre grès et calcaire, propose un petit musée dédié à la découverte de la géologie locale et à l'utilisation de la pierre.

Au rez-de-chaussée, des panneaux explicatifs, des maquettes et de nombreuses vitrines d'échantillons de roches et de fossiles locaux, permettent de s'imaginer les paysages du Permien (il y a plus de 250 Ma) couverts de forêts luxuriantes, ou du Jurassique (il y a environ 180 Ma) quand une mer peu profonde couvrait la région.

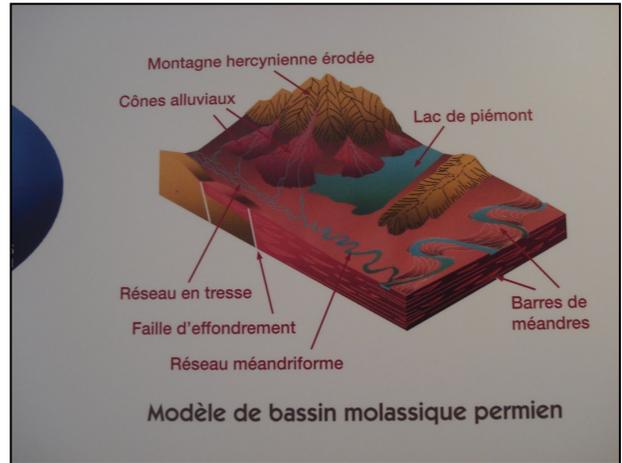
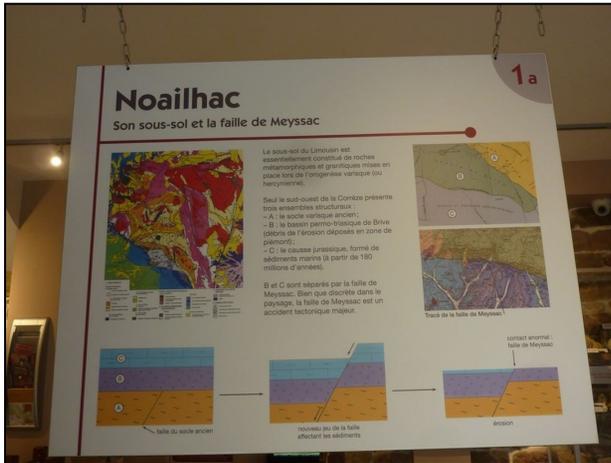
On y découvre plusieurs pièces exceptionnelles dont une trace de locomotion de Reptile (*Dimetropus*), des espèces nouvelles dont un poisson du Permien (*Briveichtys chantepieorum*), ...

Le sous-sol du musée met en valeur la richesse du patrimoine bâti, conséquence de l'emploi du grès provenant des carrières situées au Nord de la commune et du calcaire provenant de celles situées au Sud de la commune.

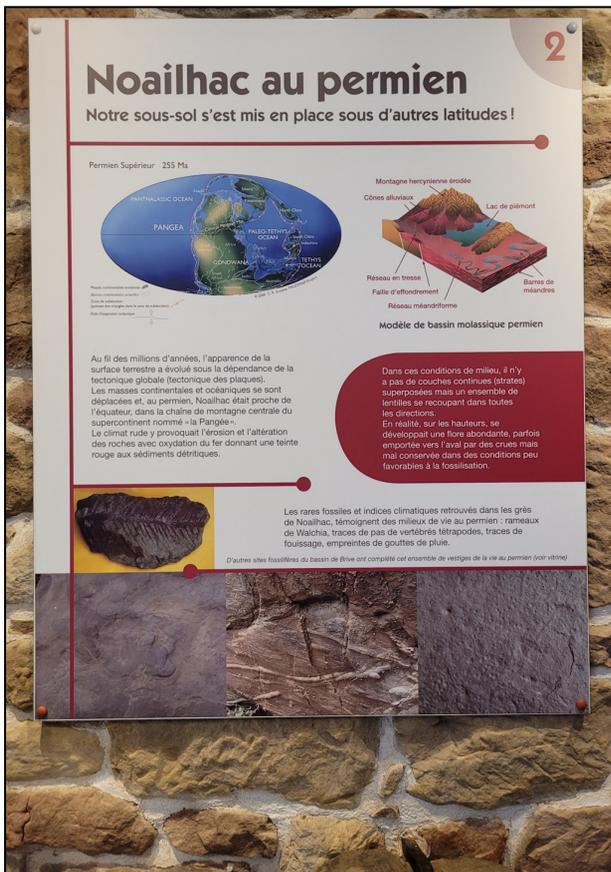
Les panneaux décrivent le petit patrimoine, les habitations et aménagements domestiques, les sculptures de l'église et les métiers de la pierre.

Certains mobiliers et outils de tailleurs de pierre complètent la présentation.

Quelques marches plus bas, la cave voûtée en anse de panier du XV^{ème}- XVI^{ème} siècle, bâtie en pierres de grès sur le socle calcaire visible au fond, est aménagée comme autrefois, lorsque la vigne était omniprésente dans la région.



Walchia (Conifère) (Photo Guy Chantepie)





**Empreinte pentadactyle d'un Tétrapode Stégocéphale
Temnospondyle : *Limnopus zeilleri* ? du Permien de Brive**
(Photo Guy Chantepie)

Ce Tétrapode était voisin d'*Eryops* à vie amphibie qui possédait 4 doigts dans la main et 5 orteils dans le pied.

« Les *Eryops* étaient parmi les carnivores les plus redoutables du début du Permien et peut-être les seuls capables de rivaliser avec les Synapsides dominants de l'époque. Mais en raison du fait que l'animal était semi-aquatique, voire principalement aquatique (comme le suggère la micro-anatomie des longs os), il n'entraîtrait probablement pas en compétition fréquente avec les Synapsides. Les *Eryops* vivaient dans des habitats de plaine, dans et autour des étangs, des ruisseaux, des rivières, et la disposition et la forme de leurs dents suggèrent qu'ils mangeaient probablement et principalement de grands poissons et d'autres Tétrapodes aquatiques. Le torse des *Eryops* était relativement raide et ils avaient une queue robuste, ce qui en aurait fait des nageurs médiocres. Alors qu'ils se nourrissaient probablement de poissons, les *Eryops* adultes devaient passer la plupart de leur temps sur terre ».

Comme d'autres grands Temnospondyles primitifs, les *Eryops* auraient grandi lentement et progressivement à partir de larves aquatiques pourvues de branchies externes, mais ils n'ont pas connu de métamorphose majeure comme de nombreux Amphibiens modernes. Les juvéniles d'*Eryops* ont peut-être vécu dans des marécages, ce qui leur aurait peut-être offert plus d'abris contre les prédateurs.»

d'après Wikipedia



Eryops

Remarque : Les Synapsides, Vertébrés Amniotes, incluaient au Permien les plus grands herbivores et carnivores terrestres et peut-être amphibiens dont *Dimetrodon*.



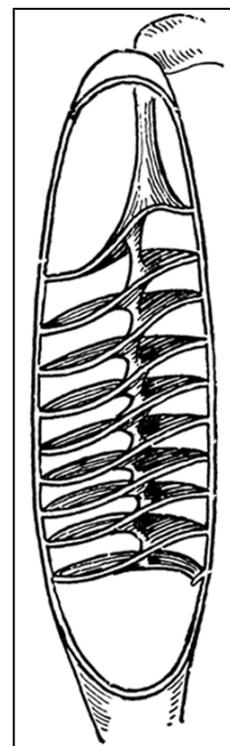
Bioturbations : terriers ou traces de locomotion
(recherche de nourriture ?)



Coprolithe de Poisson (Photo Guy Chantepie)
Ces coprolithes présentent une forme torsadée qui leur a été imprimée par la valvule spirale de l'intestin.



Intestin en spirale
d'un Requin



Intestin en spirale
d'un Requin
(Outlines of Zoology, 1916).



Image tomodensitométrie d'un intestin en spirale d'Aiguillat

Ce sont ces petites crottes de quelques mm de longueur qui ont permis à Guy et Maryse Chantepie, nos guides, de découvrir *Briveichtys chantepieorum*.



Briveichtys chantepieorum

« C'est le nom scientifique de ce poisson vieux de 290 millions d'années découvert lors des travaux de la déviation Nord de Brive en aval de Saint-Antoine-les-Plantades par Guy et Maryse Chantepie. D'ailleurs, littéralement et entièrement *Le poisson de Brive des Chantepie*.

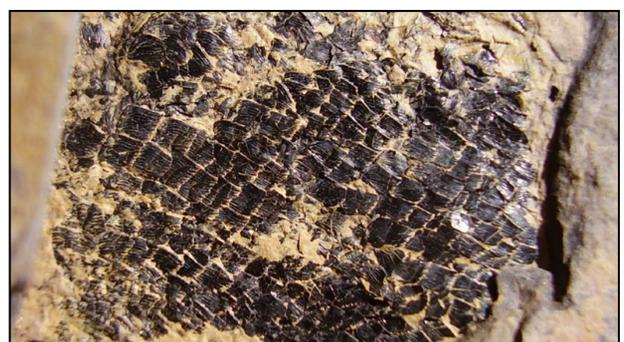
Extrait des roches fossilifères en 2007, il aura fallu attendre la fin de l'année 2021 pour qu'une publication dans la très sérieuse revue scientifique « Fossil Imprint » du musée national de Prague, signée par deux spécialistes mondiaux des poissons de la période dite Permien, Stanislav Stamberg et Jean-Sébastien Steyer, confirme la découverte d'un poisson jusque-là jamais identifié.

Et dire que tout est parti d'une crotte !!! « *C'est en effet à partir de cet élément que nous nous sommes doutés qu'il y avait potentiellement un poisson fossilisé de cette période dans les coins quelque part enfoui* », explique Guy Chantepie.

Qui dit poisson dit eau. Ce qui bien entendu confirme la présence d'étendues d'eau importantes dans le bassin de Brive à cette période. Eau douce même précisément puisque *Briveichtys* qui mesure entre 10 et 18 centimètres est un poisson prédateur d'eau douce.

Briveichtys est à admirer à Noailhac au sein de l'espace de découverte consacré à la géologie et à la pierre de la région, situé sur la place du village. Guy et Maryse Chantepie, anciens professeurs de sciences naturelles et passionnés de géologie, vous accueilleront et se feront un plaisir de vous expliquer leur découverte et bien plus encore. Passionnant. »

Extrait de Brivemag' du 28 septembre 2022



Progyrolepis - Autunien (Permien) (Photo Guy Chantepie)



Groupe de Langoustines Pseudastacus lemovices - Sinémurien de Chauffour-sur-Vell (19)
 Sur cette photo, l'étiquette date d'avant l'identification en Langoustines.



Estheria (Photo Guy Chantepie)



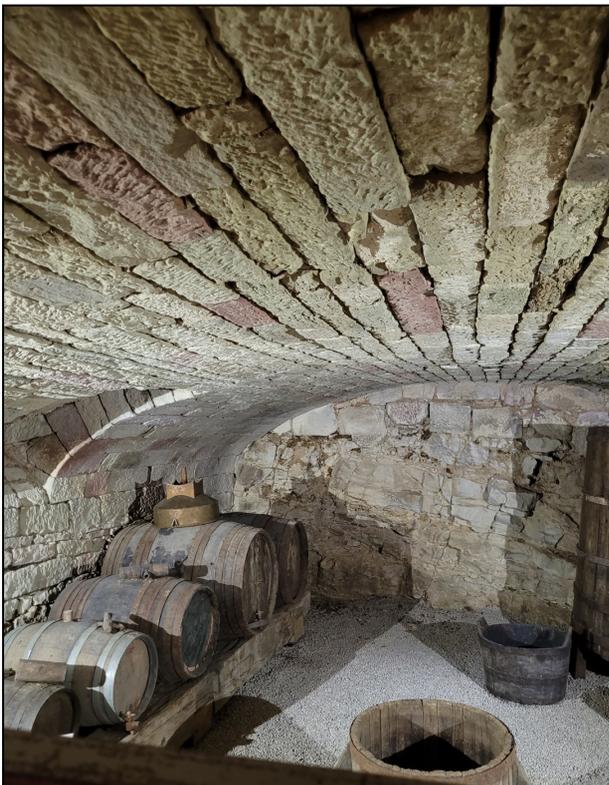
Pseudastacus lemovices - Sinémurien de Chauffour-sur-Vell (19)





2- Le village

Une promenade permet de s'imprégner du charme du village et de découvrir quelques maisons de caractère.



Au sous-sol, la cave voûtée en anse de panier du XV^{ème} - XVI^{ème} siècle

L'église Saint-Pierre (XII^{ème} - XV^{ème}), monument historique classé en 1923, présente la particularité d'intégrer quelques vestiges du château des Noailles, dont une tour de guet (échauguette). La qualité de sa restauration lui a valu le Prix National des Rubans du Patrimoine en 2018.

Composée d'un chœur roman qui abrite de superbes chapiteaux historiés et d'une nef gothique, elle est couverte de décors du XIX^{ème}, rares dans la région.

L'église renferme d'autres éléments remarquables :

- une cuve baptismale classée du XII^{ème},
- un retable polychrome du XVII^{ème},
- des stalles aux armes des Noailles...

Les sculptures de l'église Saint-Pierre

L'église que nous connaissons aujourd'hui, bâtie à l'emplacement d'une église primitive du X^e siècle, est composée principalement d'un chœur de l'époque romane (XII^e siècle) et d'un nef et d'un transept du XV^e siècle (époque gothique). Ces deux périodes se lisent parfaitement à l'intérieur de l'église, opposant, d'un côté, arcs de plein-cintre et voûte en berceau pour la partie romane, et, de l'autre, arcs brisés et voûte sur croisée d'ogives pour la partie gothique.

L'église se trouve imbriquée dans les vestiges du château de Noailhac (familles d'Astorg, puis de Noailles) dont la tour de guet se dresse toujours fièrement.

Les sculptures d'extérieur

Personnages sculptés ou moulures, ces sculptures s'observent, d'une part sur les modillons en encorbellement autour de l'abside, qui ont soutenu une galerie de défense au Moyen Âge (machicolis), et d'autre part, sur des ouvertures ouvragées: le portail du XV^e siècle et les fenêtres des appartements du château (XV - XVII^e).

Toujours sur les murs extérieurs, deux petites sculptures remarquables peuvent être admirées: **La vierge à l'enfant** (XII^e) au-dessus du portail, et **L'homme au fardeau**, enchâssé sur la face nord de l'abside.

Les sculptures d'intérieur

Tous les chapiteaux des colonnes du chœur et de l'abside sont ouvragés: sirènes, infirmes, feuilles d'acanthe, monstres, personnages... Parmi eux, **Le péché originel** met en scène Adam et Eve et le serpent ou l'arbre de la tentation. Dans la partie gothique, les Noailles ont sculpté leurs armes à divers endroits. Les clefs de voûte sont elles aussi sculptées, portant notamment des représentations de St Médard et St Pierre.



Le retable du XVII^{ème} après restauration en 2015-2016



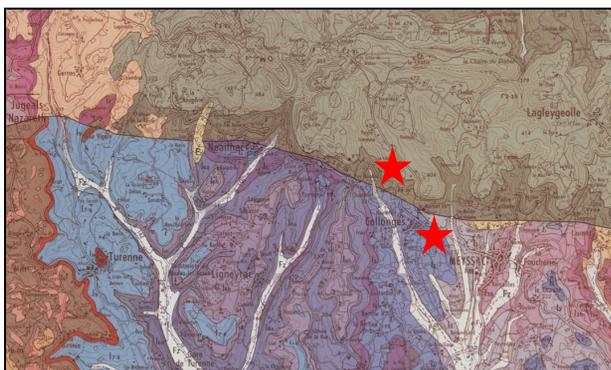
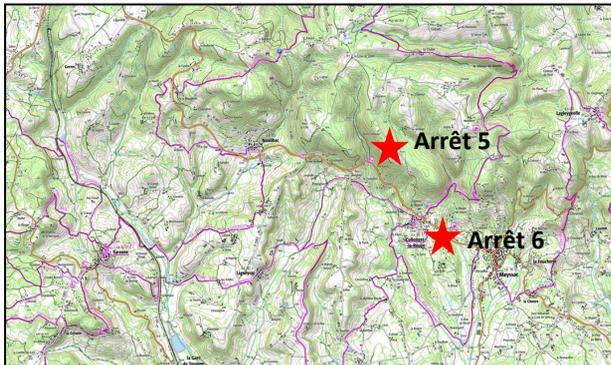
L'église

Son porche a été percé dans le mur en grès rouge de l'ancien château des Noailles dont ne subsistent, sur cette façade, que les fenêtres à meneau et sa splendide tour de guet.

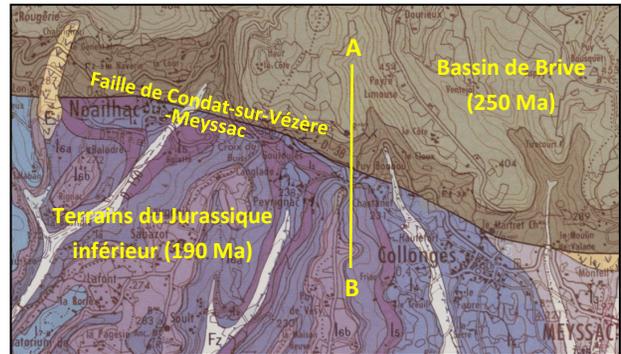


En route vers Collonges-la-Rouge, on s'arrête un petit quart d'heure à la station de découverte de la faille de Meyssac.

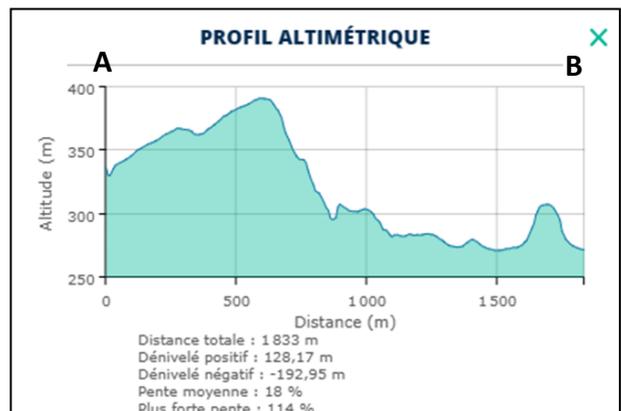
Arrêt 5 : La station de découverte de la faille mésozoïque de Meyssac



Localisation des arrêts (Document Géoportail)



Localisation du profil AB pratiquement Nord-Sud (Document Géoportail)



Profil topographique AB (Document Géoportail)

En fait, c'est un peu avant la station de découverte de la faille de Meyssac que se situe vraiment la faille, au lieu-dit « Puy Boubou ».



À ce carrefour, on est vraiment sur la faille. Mais attention ! Les blocs de calcaire à gauche de la route ne sont pas en place. Normalement, on devrait avoir du Permien rouge à gauche en se dirigeant vers Collonges-la-Rouge et du calcaire du Jurassique à droite ! Pour être précis, la faille coïncide avec le petit chemin goudronné qui mène à la maison que l'on peut distinguer à droite de la photo.

1- La faille mésozoïque de Meyssac

C'est une faille discrète quand elle est observée au niveau du sol mais très perceptible par une approche géologique, en vue aérienne, ou par les contrastes que l'on peut observer du point de vue des sols, de la végétation ou de l'occupation humaine.

Au Nord, les sols gréseux acides sont propices aux forêts de châtaigniers, offrant un panorama verdoyant.

Au Sud de la faille, on assiste à un changement brusque de décor avec l'amorce d'un plateau calcaire qui s'ouvre sur le paysage du Causse du Lot à la végétation basse et aérée. Le sol y est très perméable, il se dessèche et se réchauffe rapidement. On trouve énormément de genévriers, d'érables et quelques figuiers. La culture du noyer y est abondante. Et c'est sur cette zone calcaire qu'est implanté le bourg de Collonges.

La faille de Meyssac met en effet en contact anormal des terrains dont l'âge diffère de plusieurs dizaines de millions d'années.

Il s'agit de deux grands ensembles : au Nord, les formations gréseuses argileuses rouges continentales du Permien du Bassin de Brive (qui ont environ 250 Ma) et au Sud, les formations marines marno-calcaires du Jurassique, ici du Jurassique inférieur (autour de -190 Ma) appartenant à la cuesta liasique du Bassin Aquitain.

Cet accident est une faille normale de direction Est-Ouest et qui s'étend sur près de 50 km, surtout vers l'Ouest jusqu'à Condat-sur-Vézère (Dordogne). Elle a soulevé le compartiment Nord du Permien.

Sur le terrain, la faille n'est pas directement visible : seuls des sites ponctuels séparés de quelques mètres montrent les deux formations voisines, mais de nombreux indices permettent de découvrir l'ampleur du phénomène tectonique concerné.

Comme le montre le profil topographique ci-dessus, sa morphologie ne montre pas de rupture de pente brutale mais elle masque une amplitude de déplacement relative

des deux compartiments très importante avec un rejet vertical estimé à plusieurs centaines de mètres.

2- Datation de la faille

Cette faille a dû être un accident paléogéographique important qui a joué à tous les étages.

C'est ainsi que le Sinémurien montre sa partie supérieure érodée beaucoup plus profondément au Nord qu'au Sud. Elle a donc joué dès le début du Jurassique ce qui fait dire qu'elle est probablement héritée d'un ancien accident varisque.

Vers Condat-sur-Vézère, elle recoupe aussi les terrains du Crétacé supérieur (Campanien) mais pas les terrains de l'Oligocène inférieur. Elle a donc dû se manifester également lors de l'orogénèse alpine ou pyrénéenne et, dans ce dernier cas, peut-être en compression.

Cette faille reste encore de nos jours un lieu de prédilection pour les glissements de terrains comme celui de Noailhac en mars 1914.

3- Les panneaux pédagogiques de la station



Affleurement de Grès permien
(Alternance de niveaux gréseux et argileux)



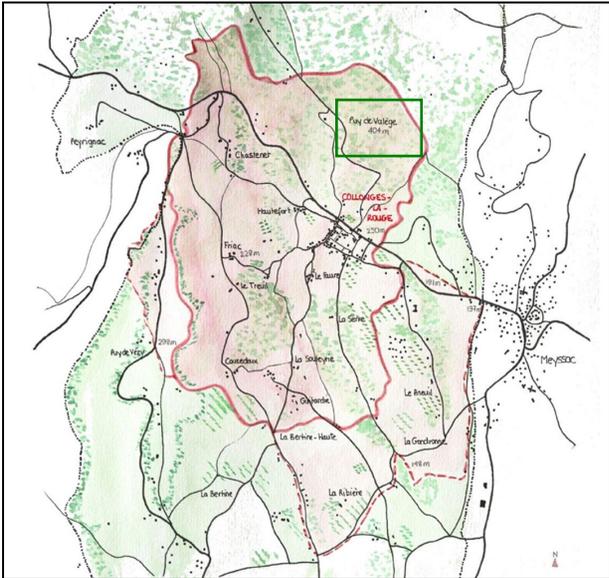
Arrêt 6 : Collonges-la-Rouge

Collonges-la-Rouge est construite comme son nom l'indique en grès rouge alors que le bourg est établi sur des terrains calcaires plutôt marneux !

D'où vient donc le grès ?

Comme on vient de le voir à l'arrêt précédent, il n'a pas fallu aux constructeurs du Moyen-Âge aller chercher bien loin ! La faille de Meyssac est juste au Nord du bourg et les grès permien rouge sont à peine à 150 m !

Ils sont allés le chercher au Puy de Valège situé à 800 m au Nord du village, à 404 m d'altitude.

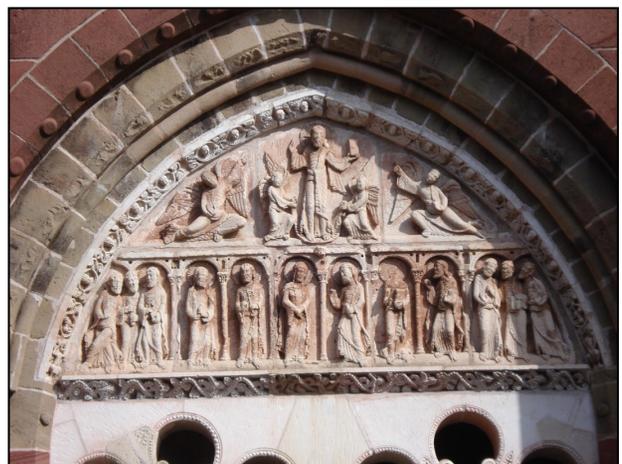


Localisation du Puy de Valège

(Dessin de Mathilde Lyotard, Master en architecture, 2017-2018)

Le choix de ce matériau tient à sa qualité, car il est à la fois très résistant et facile à travailler. On trouve également des emplois ponctuels de grès beige de Grammont et de calcaire local qui permettent de créer des effets de polychromie.

À l'origine, les moellons de grès rouge utilisés pour le gros œuvre étaient enduits. Seules les pierres de taille réservées aux chaînages d'angles et aux encadrements des ouvertures étaient apparentes. Ce n'est qu'à partir de 1930, lors des premières restaurations de maisons, que les maçonneries ont été laissées à nu. D'ailleurs, Collonges ne devient « la Rouge » qu'en 1969 pour se distinguer de ses homonymes.



Tympan du portail de l'église.

Effets de polychromie entre le grès rouge du Puy de Valège, le grès gris de Grammont et le calcaire blanc jurassique.



Église Saint-Pierre - Clocher et chevet



Travail de sculpteur ou de la nature ?



Quand une averse survient, on s'abrite où on peut !

Journée 3 : Dimanche 17 septembre Lascaux IV

Nichée dans un sobre bâtiment de béton tout en longueur (150 mètres de long) semi-enterré, qui s'inscrit telle une « faille dans le paysage » sur le versant opposé de la colline, la réplique reprend les « dimensions, le relief du sol, les pentes » de la grotte originale.



Dans « Lascaux IV », qui reproduit l'original à 100% et à l'échelle réelle, l'accent est mis d'abord sur « l'expérience intime » que peut représenter la découverte de ces peintures réalisées il y a environ 18.000 ans et classées depuis 1979 par l'Unesco au Patrimoine Mondial de l'Humanité.

Le début de la visite simule l'extérieur de la colline de Lascaux, jusqu'aux aboiements du chien qui avait trouvé l'ouverture éboulée de la grotte. Une fois à l'intérieur, c'est l'obscurité totale, puis le parcours commence avec un éclairage discret, qui s'allume et s'éteint au passage des touristes, guidés par les explications volontairement minimales.

Après une trentaine de minutes consacrée à la « contemplation », vient le temps de la « compréhension » : une scénographie de 700 m² met en perspective les fresques, avec des études approfondies des principaux panneaux, un état des lieux des dernières découvertes (esquisses, brouillons, ajouts) révélés par les progrès de l'imagerie, les liens entre art pariétal et art contemporain...

Seules des petites galeries à l'extrémité de la grotte, où il est extrêmement difficile de pénétrer, n'ont pas été introduites dans le fac-similé, mais se découvrent dans les salles qui suivent.

À la fois par le fac-similé et par les différents dispositifs, le public a accès à la totalité de la grotte de Lascaux.

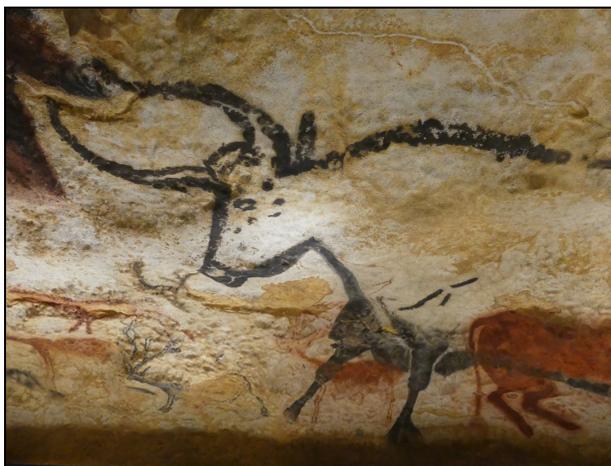
d'après France Info Culture publié le 10/12/2016



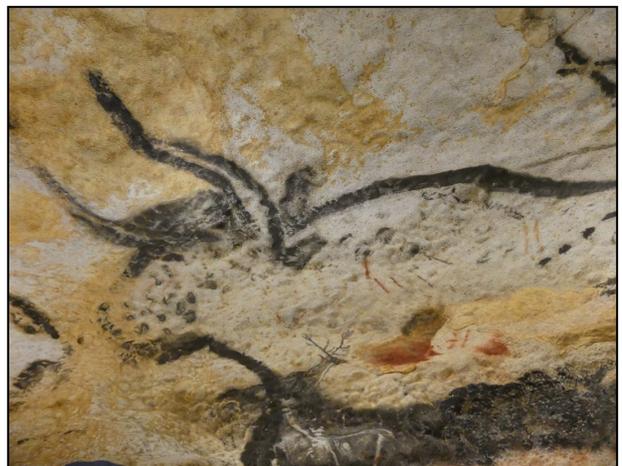
Vue sur le diverticule axial



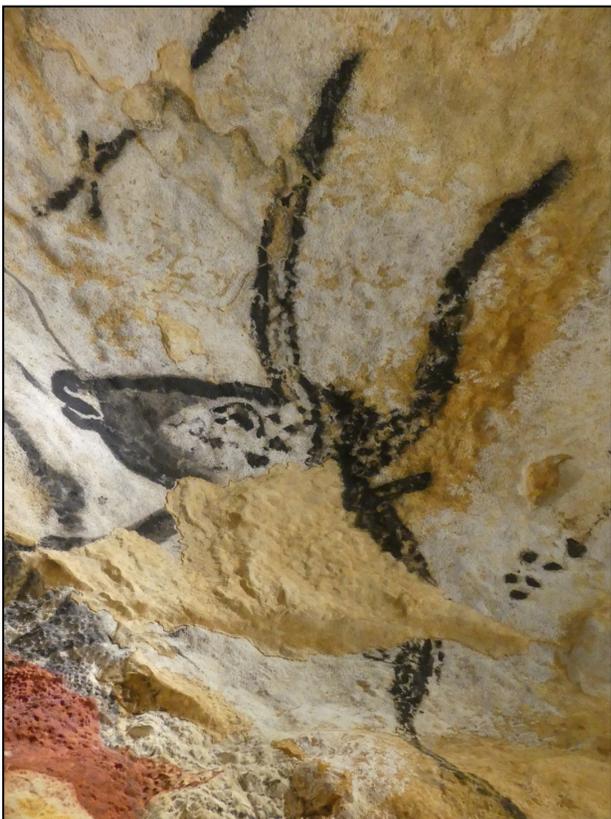
Auroch, Cheval et Cerf (Salle des Taureaux)



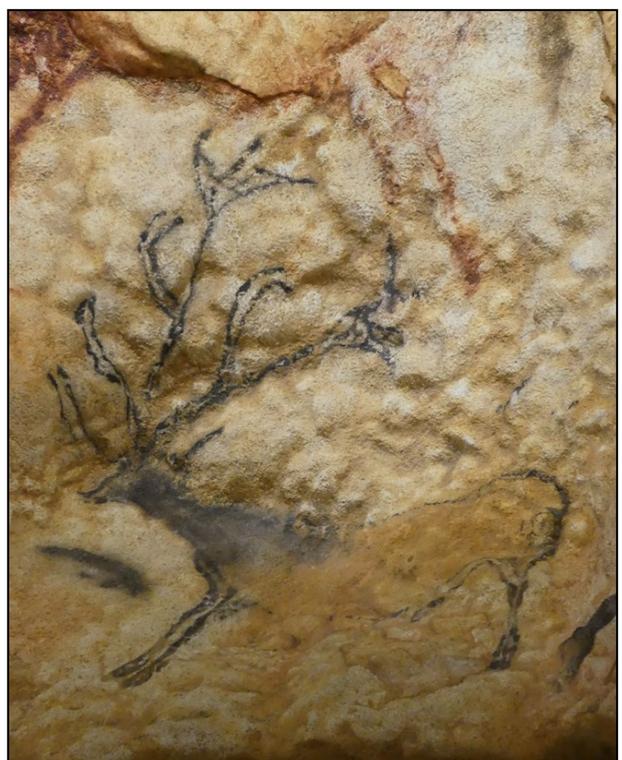
Taureau (Salle des Taureaux)



Taureau (Salle des Taureaux)



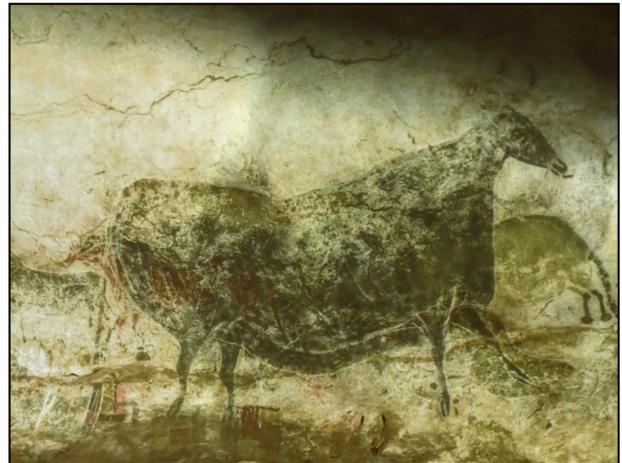
Taureau (Salle des Taureaux)



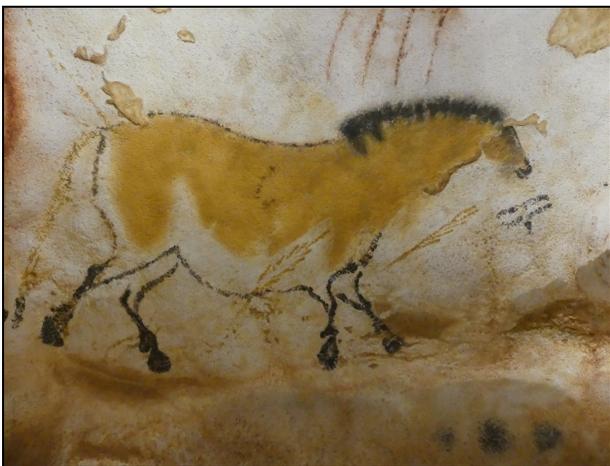
Cerf (Salle des Taureaux)



Cerf (Entrée du diverticule axial)



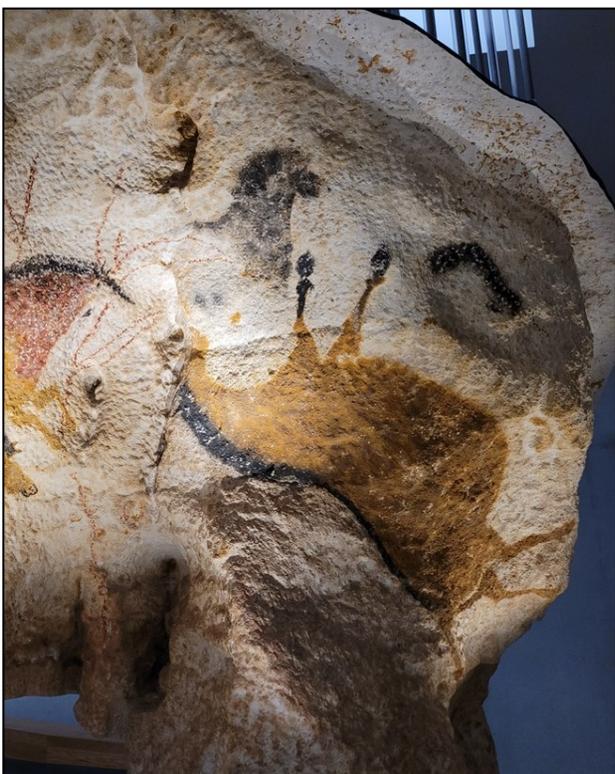
Vache noire (Nef)



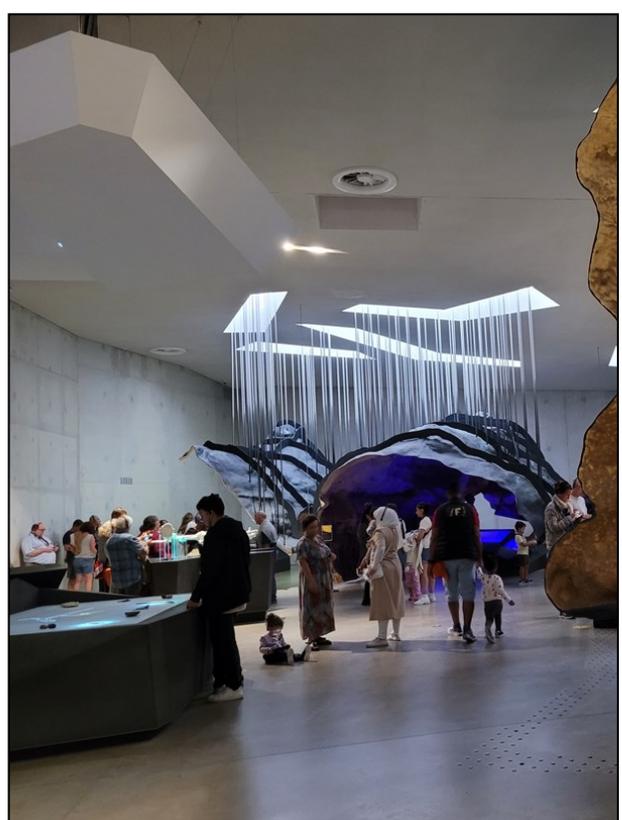
Cheval chinois (Diverticule axial)



Scène du Puits

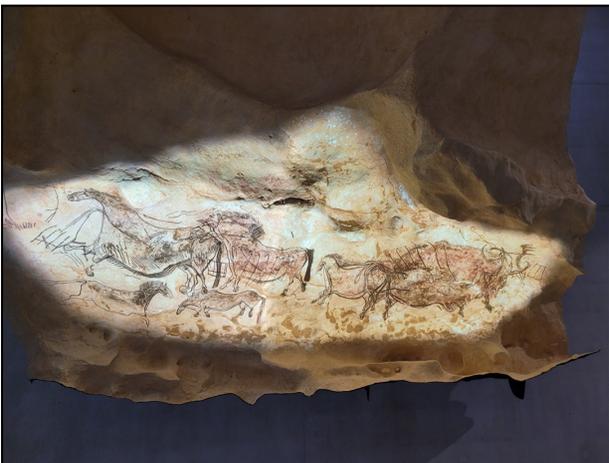
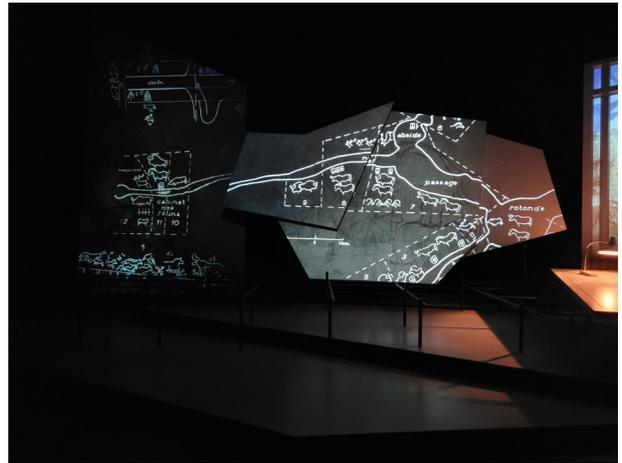


Panneau du cheval renversé (Diverticule axial)





Gravures et peintures-gravures représentant :
 - à gauche un groupe de chevaux (mis en évidence artificiellement par un contour blanc)
 - et à droite un bison blessé par de nombreuses sagaies (sans contour)
 (Fond de la nef, près de l'abside)



Même scène que sur la photo précédente -
 Le bison blessé est davantage mis en évidence.



Article de Hendrik Vreken

Merci à Guy Chantepie pour la relecture de l'article et les documents fournis

Photographies de Jean Chauvet, Dominique Loizeau et Josiane Vreken

Bibliographie

A. Benmammar : « Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques ? Exemple du métamorphisme de haute pression dans le Massif Central français. » - Thèse 2021

M.T. Peiffer : « La ligne tonalitique du Limousin - Sa contribution à la connaissance de la géologie régionale » - Annales scientifiques du Limousin 1987

C. Lotout : « Age, durée et enregistrement du métamorphisme de haute pression dans le Massif Central, Chaîne Varisque » - Thèse 2017

« Interactions fluide-roche, conditions physico-chimiques et transferts de matière dans des zones de failles en milieux sédimentaires : exemple de failles chevauchantes pyrénéennes » - Trincal V. – Thèse 2015

M. Lyotard - Mémoire de fin d'études : « Conserver l'histoire et le patrimoine de Collonges-la-Rouge tout en construisant son avenir », Master en architecture, 2017-2018

P. Gibaud - « Les Pans de Travassac, en Corrèze - Une ardoisière spectaculaire » - AVG85 - 2012
<https://avg85.fr/les-pans-de-travassac-en-corrèze/>

Notices des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} du BRGM

Fiches de l'Inventaire du Patrimoine Géologique du Limousin

Sites Internet consultés

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/chaine-varisque-France-1.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/chaine-varisque-France-2.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/chaine-varisque-France-3.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/chaine-varisque-France-4.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-tectonique-metamorphisme.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-magmatisme-geodynamique.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/FEL2021.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-structuration.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/Img745-2022-05-02.xml>

- Le retable de Naves

https://www.youtube.com/watch?app=desktop&v=_4U1RrWhGXM

- Les Pans de Travassac

<https://www.youtube.com/watch?v=ZIUemr7e95g>

- Noailhac - Mémoire et Patrimoine

<http://www.noailhacpatrimoine.fr/>

- Église Saint-Pierre de Collonges-la-Rouge

<https://www.youtube.com/watch?v=DVPxUWc9WNY>

- Pourquoi Collonge est rouge ?

https://www.youtube.com/watch?v=-_331SuSSdg&t=111s

- Église Saint-Pierre de Collonges-la-Rouge

<https://www.youtube.com/watch?v=DVPxUWc9WNY>

- Lascaux 4 - Visite virtuelle

https://www.youtube.com/watch?v=wLuh_IEDSTc

- Lascaux, les secrets d'une découverte exceptionnelle

https://www.youtube.com/watch?v=ZJ515x4u_Uo

- Lascaux, la préhistoire pour passion

https://www.youtube.com/watch?v=RhVPXEZ_HkQ

- Lascaux : Visitez la réplique intégrale de la grotte de Lascaux à 360°

https://www.francetvinfo.fr/culture/patrimoine/avec-la-replique-lascaux-4-l-accent-est-mis-sur-l-experience-intime_3324507.html

TP Accrétion océanique, expansion et subduction - Samedi 4 mars 2023



public captivé, sérieux et appliqué !

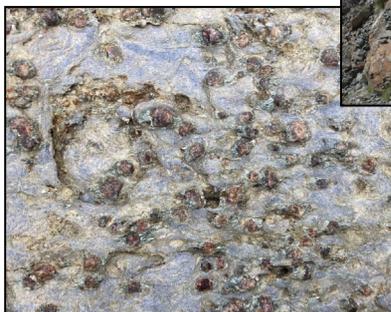
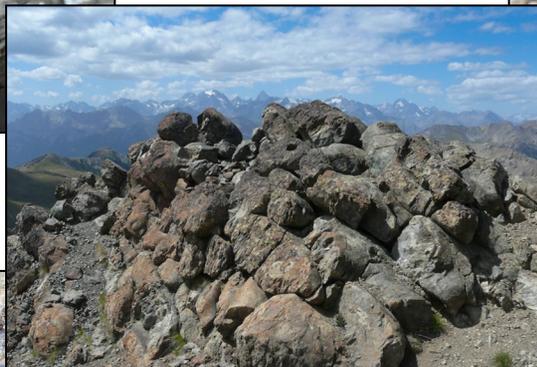


gabbro

basalte du Chenaillet



métagabbro à glaucophane



éclogite à glaucophane



éclogite

TP de Minéralogie - Samedi 21 octobre 2023



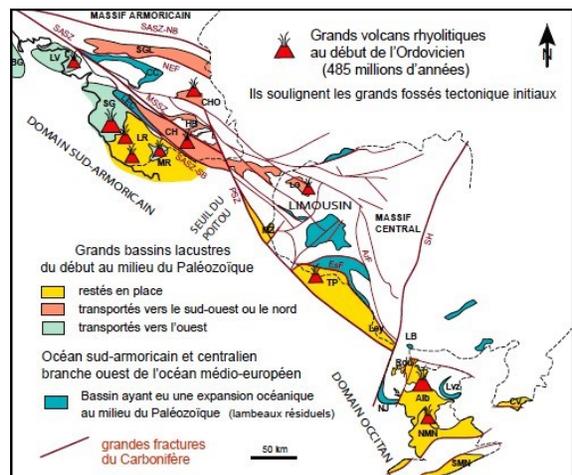
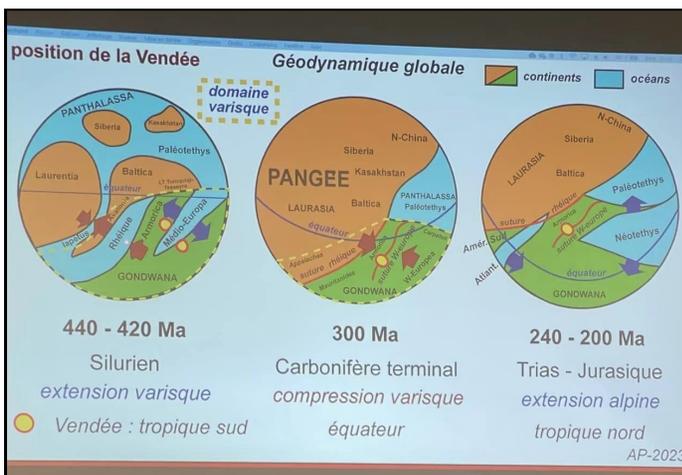
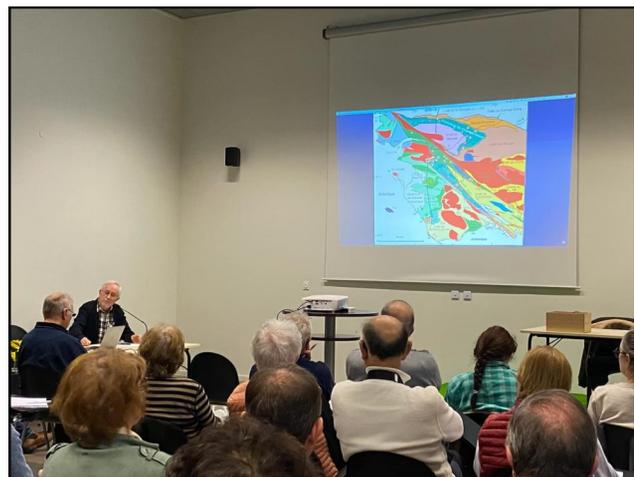
Nos deux minéralogistes : Christian Mahu (à gauche) et Alain Duret (à droite)



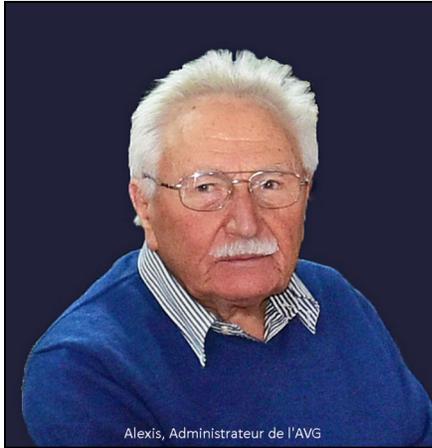
Conférence sur l'Histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque par André Pouclet - Samedi 18 novembre 2023



André Pouclet



Hommage à Alexis Strannoloubsky, décédé le 24 avril 2023, à 91 ans, aux Sables d'Olonne



Alexis, Administrateur de l'AVG

Alexis était administrateur de l'AVG depuis 2011.

Géologue diplômé de l'école d'ingénieurs de l'IGAL (Institut Géologique Albert de Lapparent) en 1956, Alexis a d'abord travaillé dans la prospection pétrolière, en Algérie et en Alsace.

Au cours de ses recherches sahariennes, il a découvert des ossements d'un Dinosaur qu'il a baptisé *Dinosaurus lapparentus* en hommage à son professeur Albert de Lapparent.

À partir des années 1970, sa carrière d'ingénieur se poursuit dans la surveillance des eaux de la Seine, au Ministère de l'Équipement.

Homme affable et curieux, il nous apportait, avec modestie et bon sens, ses idées et ses compétences géologiques très appréciées.

Il attachait beaucoup d'importance à son rôle d'administrateur de l'association. Avant chaque Conseil d'administration et chaque Assemblée générale, il me téléphonait pour me faire part de ses réflexions très enrichissantes sur les sujets à l'ordre du jour de la réunion.

Son amitié généreuse allait jusqu'à offrir un cœur vendéen qu'il avait sculpté dans de l'éclogite après une visite de carrière.

Pendant plusieurs années, avec Claude son épouse, il a participé avec entrain aux sorties, voyages et manifestations organisés par l'AVG.

Ces derniers temps, sa difficulté à se déplacer nous privait de sa présence.

Nous garderons de lui le souvenir d'un ami attentionné, généreux et toujours prêt à rendre service.

Jean Chauvet, ancien président de l'AVG



Alexis en compagnie de Gilles Bresson lors de leur conférence en 2015 sur les méthodes de forage en géologie.

Hommage à Christian Fradin, décédé le 3 septembre 2023 à l'âge de 75 ans

Exposition sur le volcanisme en février 2017



Christian en compagnie de Jacques-Marie Bardintzeff
Conférence « Volcans, Séismes, Tsunamis, la Terre en colère ! »



Présentation d'une maquette de volcan



Le groupe de l'AVG au belvédère du Cap Noir (Cirque de Mafate)

Séjour sur l'Île de la Réunion en octobre 2018



À la sortie d'un tunnel de lave



Dans la Plaine des Sables
(Piton de la Fournaise)

Hommage à Christian, mon collègue et ami de 1976 à 2023



Christian a enseigné pendant plus de trente ans au lycée Alfred Kastler de la Roche-sur-Yon. Ce n'était pas un professeur d'E.P.S. très conformiste ; il aimait sortir des sentiers battus.

Bien sûr, il a aimé la compétition lorsqu'il était jeune. Champion de France de saut en hauteur en cadet, puis pratique du hand-ball en National. Il aimait le stade, les terrains de sports collectifs, les gymnases.

Cependant, ses choix et goûts personnels l'ont orienté vers les sports de plein air comme la voile, la planche à voile puis l'escalade. Il disait toujours que le plus important pour un individu, ce n'était pas les « performances », mais qu'il fallait se confronter au milieu naturel pour prendre conscience de ses ressources et de sa résistance.

D'où des projets très actifs et motivants proposés aux élèves dans le cadre du sport scolaire puis par la suite, des projets plus enrichis ouvrant sur des domaines scientifiques et de découverte :

- les Canyons d'Aragon avec ma classe de BTS en 1998, formidable séjour d'une semaine qui n'a rien coûté aux élèves (clé magique de Christian !),
- pratique de la spéléologie,
- préparation et ascension du Mont-Blanc avec une classe de B.T.S.,
- préparation pour la découverte du désert algérien, annulée pour cause d'attentats,
- ... l'eau, l'air puis la terre, il restait donc le feu ! ...

- découverte des volcans de Sicile : l'Etna, les îles Eoliennes, avec visites culturelles en supplément, dans le cadre d'un échange avec un établissement de tourisme de Palerme.

Il élabore alors avec les élèves de Seconde des projets plus ambitieux vers l'île de la Réunion. Sa passion pour les volcans est née.

Il organise des conférences pour les élèves et le corps enseignant du lycée avec de grands vulcanologues tels que Jacques-Marie Bardintzeff.

Il ouvre ensuite une activité « Musée du volcan actif » pour les élèves intéressés : construction de maquettes animées, panneaux pédagogiques, expériences, échantillonnages de roches et minéraux. Ce « Club volcans » encadré par des élèves a vu passer de nombreuses classes de primaire et de collège. Cette activité a remporté plusieurs prix d'expo-sciences.

La retraite arrivant, Christian voit bien que le Lycée ne veut ou ne peut plus prendre en charge le « Musée du Volcan actif » ... alors la solution sera trouvée avec l'AVG (Association Vendéenne de Géologie) dont il connaissait déjà l'ancien Président, Louis Arrivé.

Christian, en accord avec l'AVG, apporte alors tous ses documents, échantillons, matériels, certains venant de la Cité des Sciences de Paris, panneaux, maquettes et j'en oublie... le tout au siège de l'AVG au centre Beautour.

Il organise 2 expositions qui ont connu un très grand succès avec, en plus, la venue pour une conférence de son ami, le médiatique vulcanologue Jacques-Marie Bardintzeff.

Tout ça n'était pas suffisant ! Il propose aux membres de l'AVG un voyage de 2 semaines sur l'île de la Réunion. Pour moi (et je pense pour beaucoup de ceux qui ont eu la chance d'y participer), ce sera le plus beau et le plus enrichissant voyage de l'association.

Actuellement, les maquettes et le « Musée du Volcan actif » sont entreposés au siège de l'Association Vendéenne de Géologie au centre Beautour et sont toujours disponibles pour une exposition.

Christian a laissé de très bons souvenirs auprès de ses élèves, il a œuvré activement pour l'Éducation Nationale et l'Association Vendéenne de Géologie dont il était administrateur.

Je garderai en souvenir et vous aussi sans doute, son dynamisme, sa joie de vivre et ce désir fou de faire partager ses passions.

Michel Rouet

Hommage à Christian, mon collègue et ami de 1976 à 2023



Christian a enseigné pendant plus de trente ans au lycée Alfred Kastler de la Roche-sur-Yon. Ce n'était pas un professeur d'E.P.S. très conformiste ; il aimait sortir des sentiers battus.

Bien sûr, il a aimé la compétition lorsqu'il était jeune. Champion de France de saut en hauteur en cadet, puis pratique du hand-ball en National. Il aimait le stade, les terrains de sports collectifs, les gymnases.

Cependant, ses choix et goûts personnels l'ont orienté vers les sports de plein air comme la voile, la planche à voile puis l'escalade. Il disait toujours que le plus important pour un individu, ce n'était pas les « performances », mais qu'il fallait se confronter au milieu naturel pour prendre conscience de ses ressources et de sa résistance.

D'où des projets très actifs et motivants proposés aux élèves dans le cadre du sport scolaire puis par la suite, des projets plus enrichis ouvrant sur des domaines scientifiques et de découverte :

- les Canyons d'Aragon avec ma classe de BTS en 1998, formidable séjour d'une semaine qui n'a rien coûté aux élèves (clé magique de Christian !),
- pratique de la spéléologie,
- préparation et ascension du Mont-Blanc avec une classe de B.T.S.,
- préparation pour la découverte du désert algérien, annulée pour cause d'attentats,
- ... l'eau, l'air puis la terre, il restait donc le feu ! ...

- découverte des volcans de Sicile : l'Etna, les îles Eoliennes, avec visites culturelles en supplément, dans le cadre d'un échange avec un établissement de tourisme de Palerme.

Il élabore alors avec les élèves de Seconde des projets plus ambitieux vers l'île de la Réunion. Sa passion pour les volcans est née.

Il organise des conférences pour les élèves et le corps enseignant du lycée avec de grands vulcanologues tels que Jacques-Marie Bardintzeff.

Il ouvre ensuite une activité « Musée du volcan actif » pour les élèves intéressés : construction de maquettes animées, panneaux pédagogiques, expériences, échantillonnages de roches et minéraux. Ce « Club volcans » encadré par des élèves a vu passer de nombreuses classes de primaire et de collège. Cette activité a remporté plusieurs prix d'expo-sciences.

La retraite arrivant, Christian voit bien que le Lycée ne veut ou ne peut plus prendre en charge le « Musée du Volcan actif » ... alors la solution sera trouvée avec l'AVG (Association Vendéenne de Géologie) dont il connaissait déjà l'ancien Président, Louis Arrivé.

Christian, en accord avec l'AVG, apporte alors tous ses documents, échantillons, matériels, certains venant de la Cité des Sciences de Paris, panneaux, maquettes et j'en oublie... le tout au siège de l'AVG au centre Beautour.

Il organise 2 expositions qui ont connu un très grand succès avec, en plus, la venue pour une conférence de son ami, le médiatique vulcanologue Jacques-Marie Bardintzeff.

Tout ça n'était pas suffisant ! Il propose aux membres de l'AVG un voyage de 2 semaines sur l'île de la Réunion. Pour moi (et je pense pour beaucoup de ceux qui ont eu la chance d'y participer), ce sera le plus beau et le plus enrichissant voyage de l'association.

Actuellement, les maquettes et le « Musée du Volcan actif » sont entreposés au siège de l'Association Vendéenne de Géologie au centre Beautour et sont toujours disponibles pour une exposition.

Christian a laissé de très bons souvenirs auprès de ses élèves, il a œuvré activement pour l'Éducation Nationale et l'Association Vendéenne de Géologie dont il était administrateur.

Je garderai en souvenir et vous aussi sans doute, son dynamisme, sa joie de vivre et ce désir fou de faire partager ses passions.

Michel Rouet

Hommage à Christian, mon collègue et ami de 1976 à 2023



Christian a été enseignant pendant plus de trente ans au lycée Alfred Kastler de Roche-Verde. Ce n'était pas un professeur d'E.P.S.



Christian a été enseignant pendant plus de trente ans au lycée Alfred Kastler de Roche-Verde. Ce n'était pas un professeur d'E.P.S.



Christian a été enseignant pendant plus de trente ans au lycée Alfred Kastler de Roche-Verde. Ce n'était pas un professeur d'E.P.S.

formiste ; il aimait sortir des sentiers

battus.

Bien sûr, il a aimé la compétition lorsqu'il était jeune. Champion de France de saut en hauteur en cadet, puis pratique du hand-ball en National. Il aimait le stade, les terrains de sports collectifs, les gymnases.

Cependant, ses choix et goûts personnels l'ont orienté vers les sports de plein air comme la voile, la planche à voile puis l'escalade. Il disait toujours que le plus important pour un individu, ce n'était pas les « performances », mais qu'il fallait se confronter au milieu naturel pour prendre conscience de ses ressources et de sa résistance.

D'où des projets très actifs et motivants proposés aux élèves dans le cadre du sport scolaire puis par la suite, des projets plus enrichis ouvrant sur des domaines scientifiques et de découverte :

- les Canyons d'Aragon avec ma classe de BTS en 1998, formidable séjour d'une semaine qui n'a rien coûté aux élèves (clé magique de Christian !),
- pratique de la spéléologie,
- préparation et ascension du Mont-Blanc avec une classe de B.T.S.,
- préparation pour la découverte du désert algérien, annulée pour cause d'attentats,
- ... l'eau, l'air puis la terre, il restait donc le feu ! ...
- découverte des volcans de Sicile : l'Etna, les îles Eoliennes, avec visites culturelles en supplément, dans le cadre d'un échange avec un établissement de tourisme de Palerme.

Il élabore alors avec les élèves de Seconde des projets plus ambitieux vers l'île de la Réunion. Sa passion pour les volcans est née.

Il organise des conférences pour les élèves et le corps enseignant du lycée avec de grands vulcanologues tels que Jacques-Marie Bardintzeff.

Il ouvre ensuite une activité « Musée du volcan actif » pour les élèves intéressés : construction de maquettes animées, panneaux pédagogiques, expériences, échantillonnages de roches et minéraux. Ce « Club volcans » encadré par des élèves a vu passer de nombreuses classes de primaire et de collège. Cette activité a remporté plusieurs prix d'expo-sciences.

La retraite arrivant, Christian voit bien que le Lycée ne veut ou ne peut plus prendre en charge le « Musée du Volcan actif » ... alors la solution sera trouvée avec l'AVG (Association Vendéenne de Géologie) dont il connaissait déjà l'ancien Président, Louis Arrivé.

Christian, en accord avec l'AVG, apporte alors tous ses documents, échantillons, matériels, certains venant de la Cité des Sciences de Paris, panneaux, maquettes et j'en oublie... le tout au siège de l'AVG au centre Beautour.

Il organise 2 expositions qui ont connu un très grand succès avec, en plus, la venue pour une conférence de son ami, le médiatique vulcanologue Jacques-Marie Bardintzeff.

Tout ça n'était pas suffisant ! Il propose aux membres de l'AVG un voyage de 2 semaines sur l'île de la Réunion. Pour

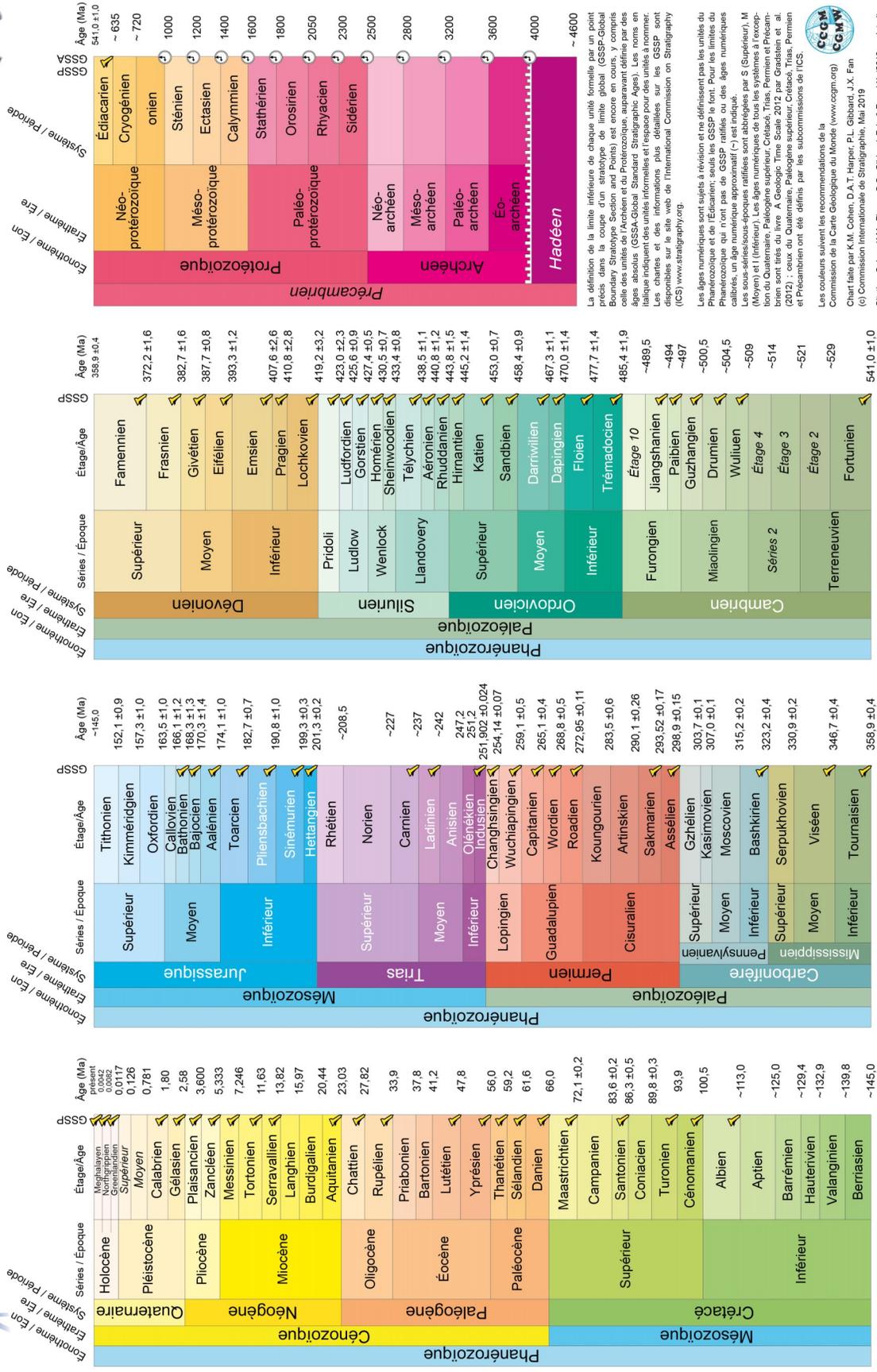


www.stratigraphy.org

CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE

Commission Internationale de Stratigraphie

v 2019/05



Commission de la Carte Géologique du Monde (www.ccgw.org)
 Chart faite par K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.X. Fan
 (c) Commission Internationale de Stratigraphie, Mai 2019
 Citation: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.X. (2013; updated)
 The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36:199-204.
 URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2019-05French.pdf>