

Week-end géologique en Corrèze

17 - 18 - 19 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

Cadre de la sortie

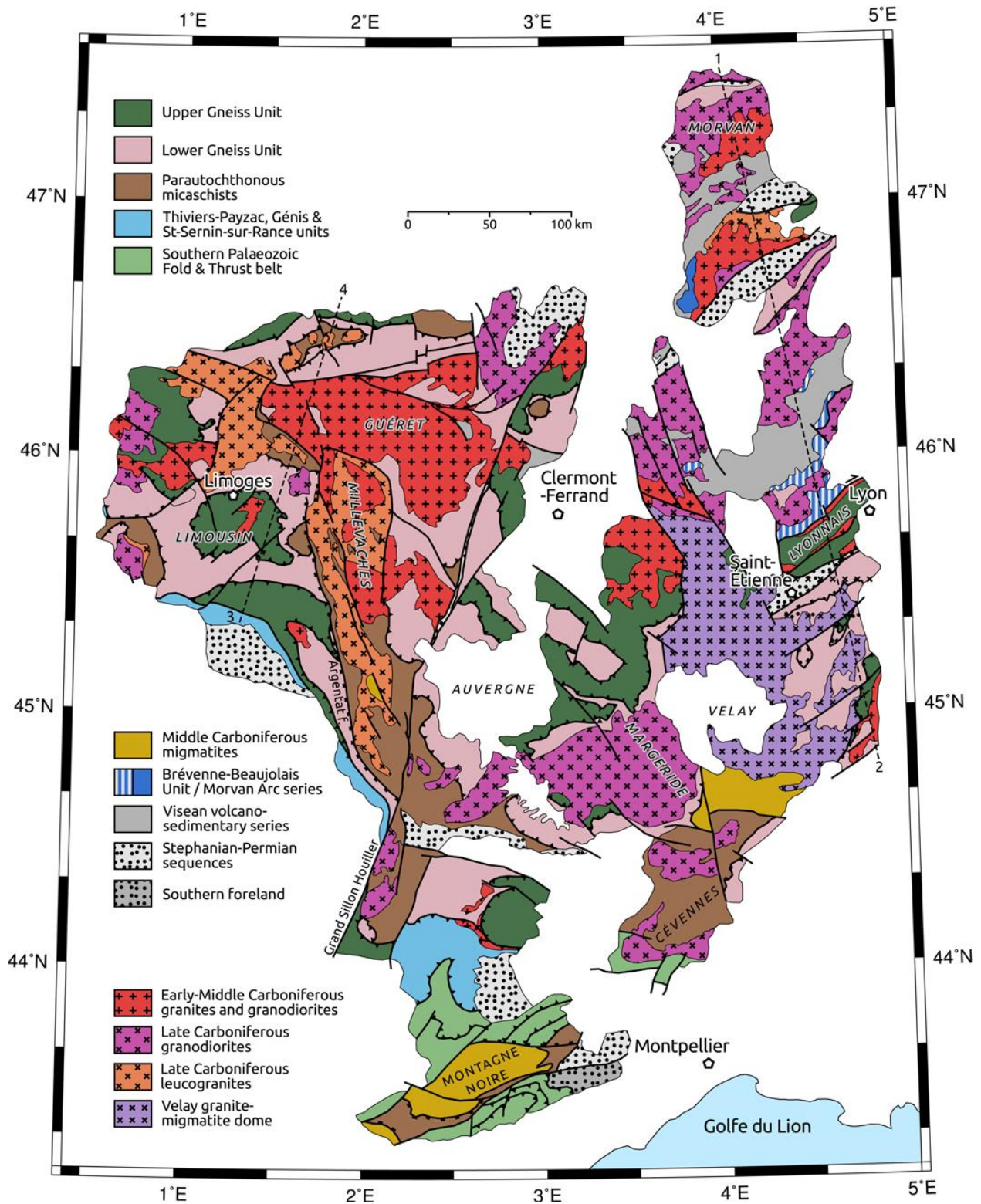


Figure 1 : Répartition des unités tectoniques majeures dans le Massif Central
(d'après Lardeaux et al. , 2014)

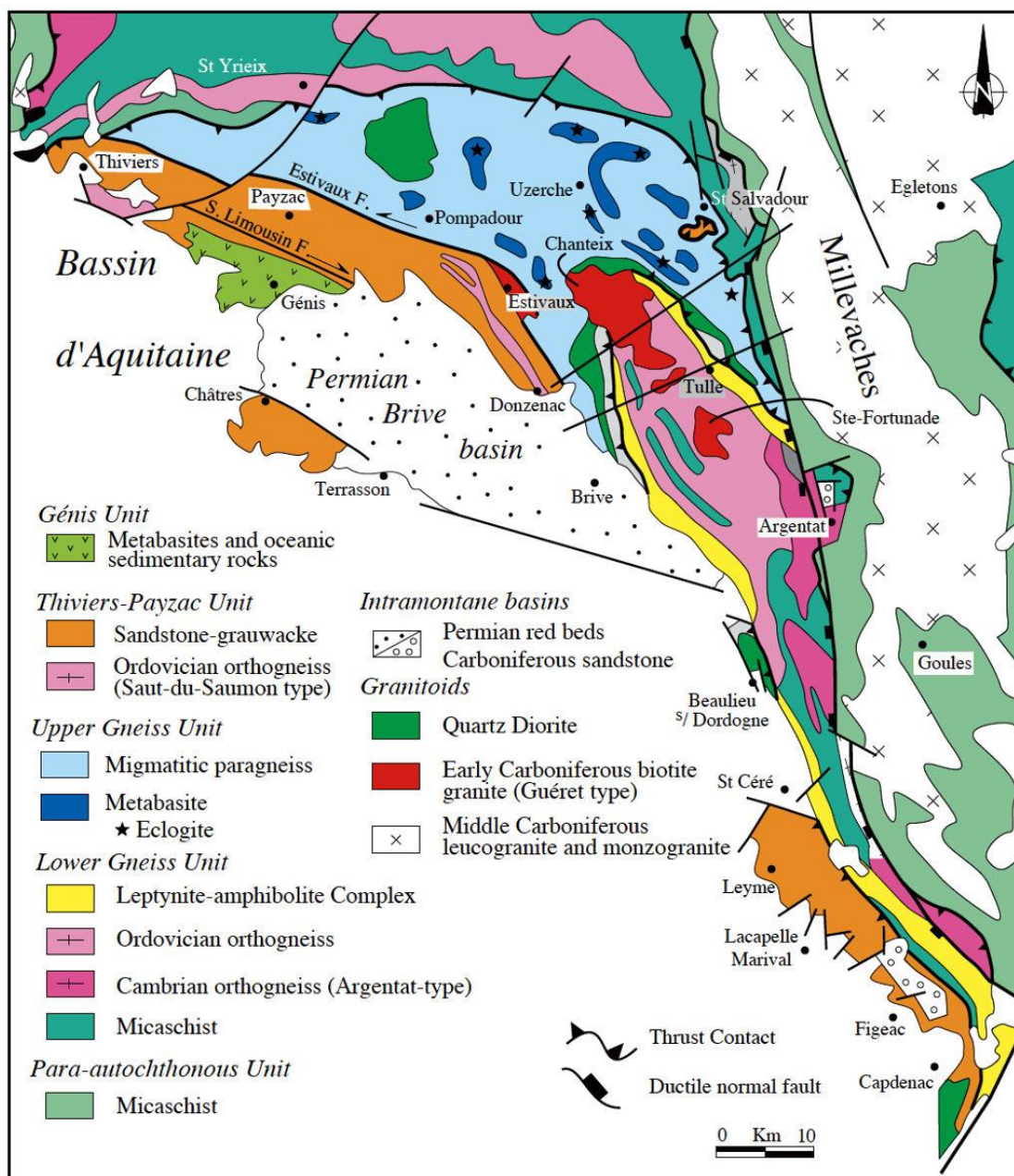


Figure 2 : Géologie de la partie Ouest du Massif Central (d'après Roig et Faure, 2000)

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'évènement 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, éclozites) 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.

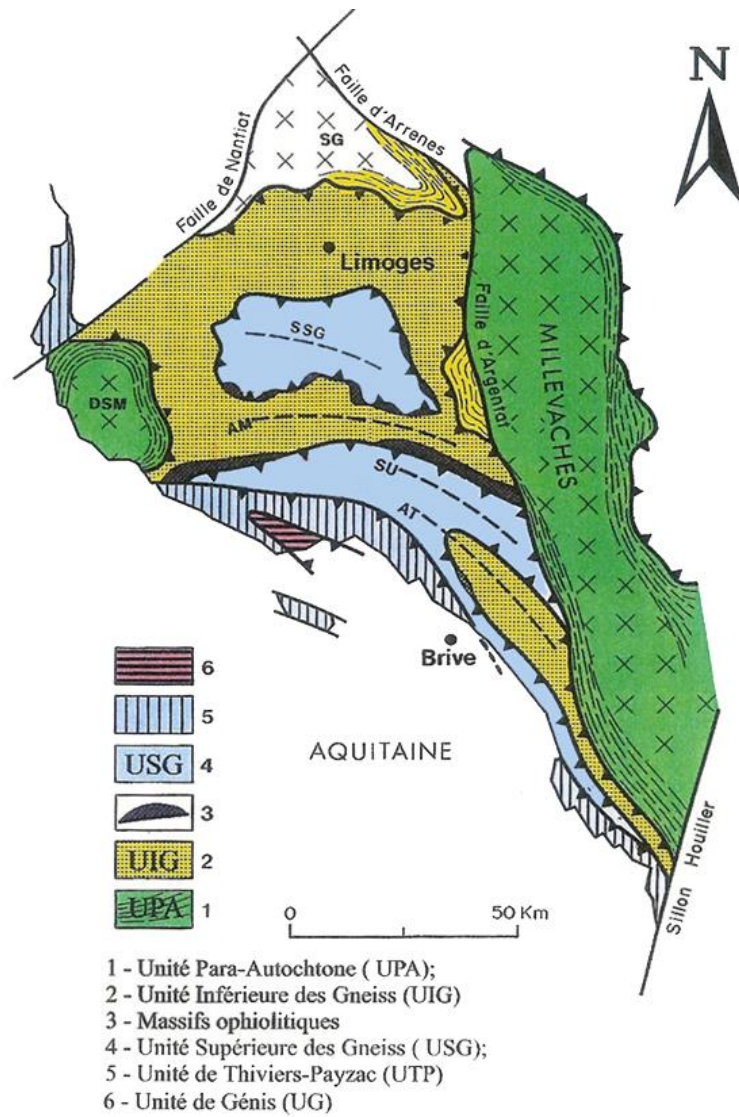
L'évolution géodynamique généralement admise considère qu'après l'extension ordovicienne à l'origine de l'ouverture de l'Océan Médio-Européen, la subduction qui entraîne sa disparition se marque par le développement d'un métamorphisme de HP-BT dans les roches océaniques et continentales enfouies du Silurien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

L'exhumation de ces terrains vers 390-370 Ma est contemporaine d'un évènement 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.



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

Journée 1 : Après-midi du vendredi 9 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 sommités du monde minéralogique de l'époque. On peut ainsi observer un spectaculaire quartz des Alpes offert par Alfred Lacroix.

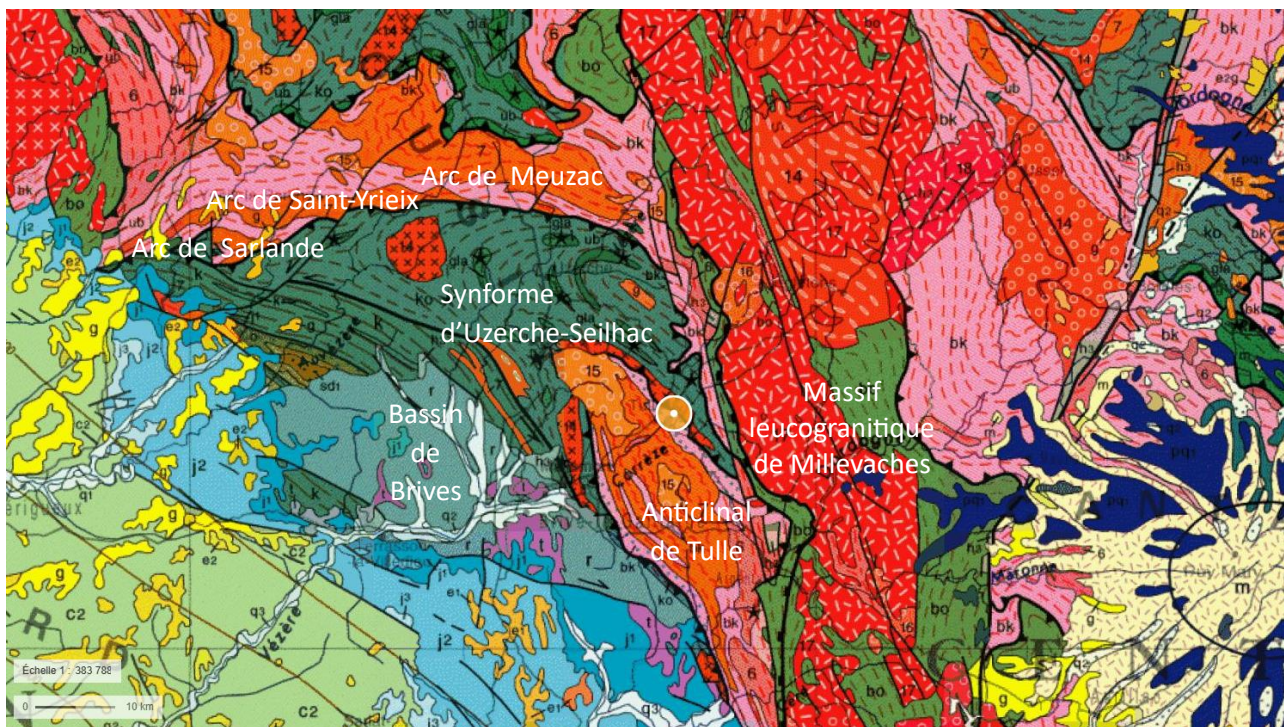
Une autre vitrine expose les fossiles du Houiller corrézien et du Permien.

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



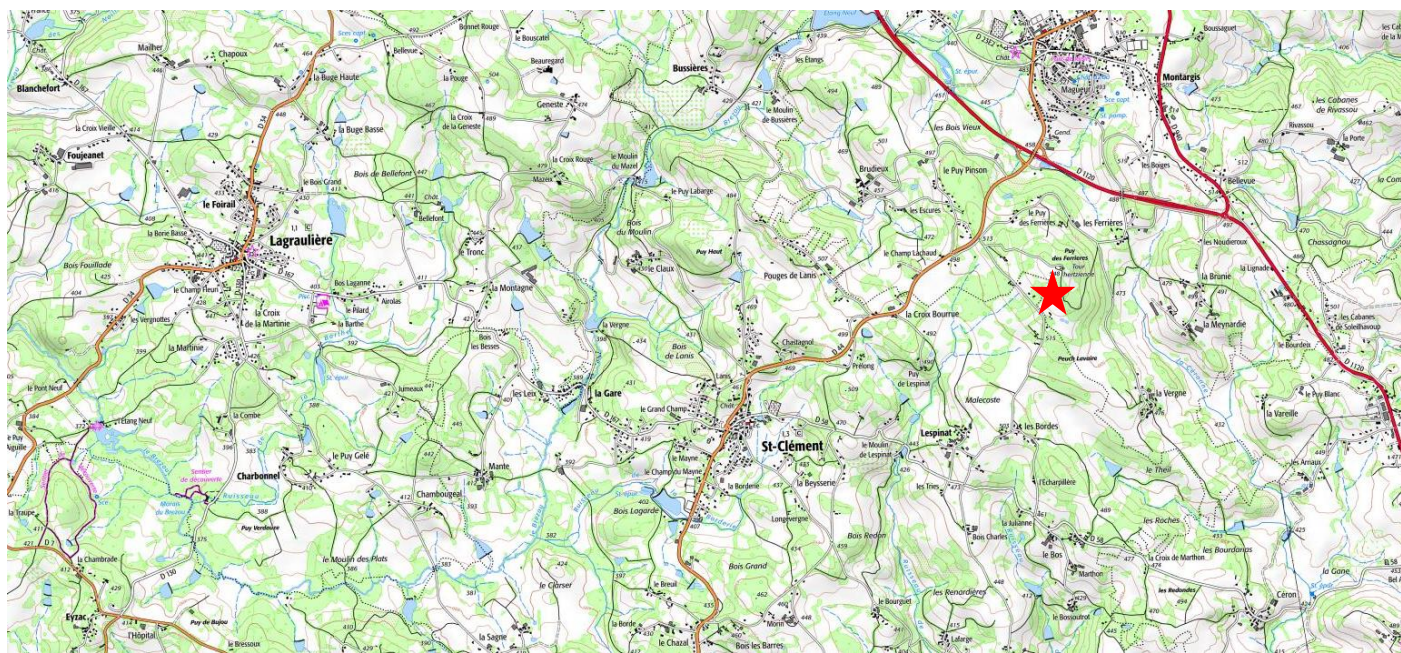
Le Musée Puyaubert à Naves - Présentation de Jacques Céron

Arrêt 2 : Le Puy des Ferrières - L'éclotite

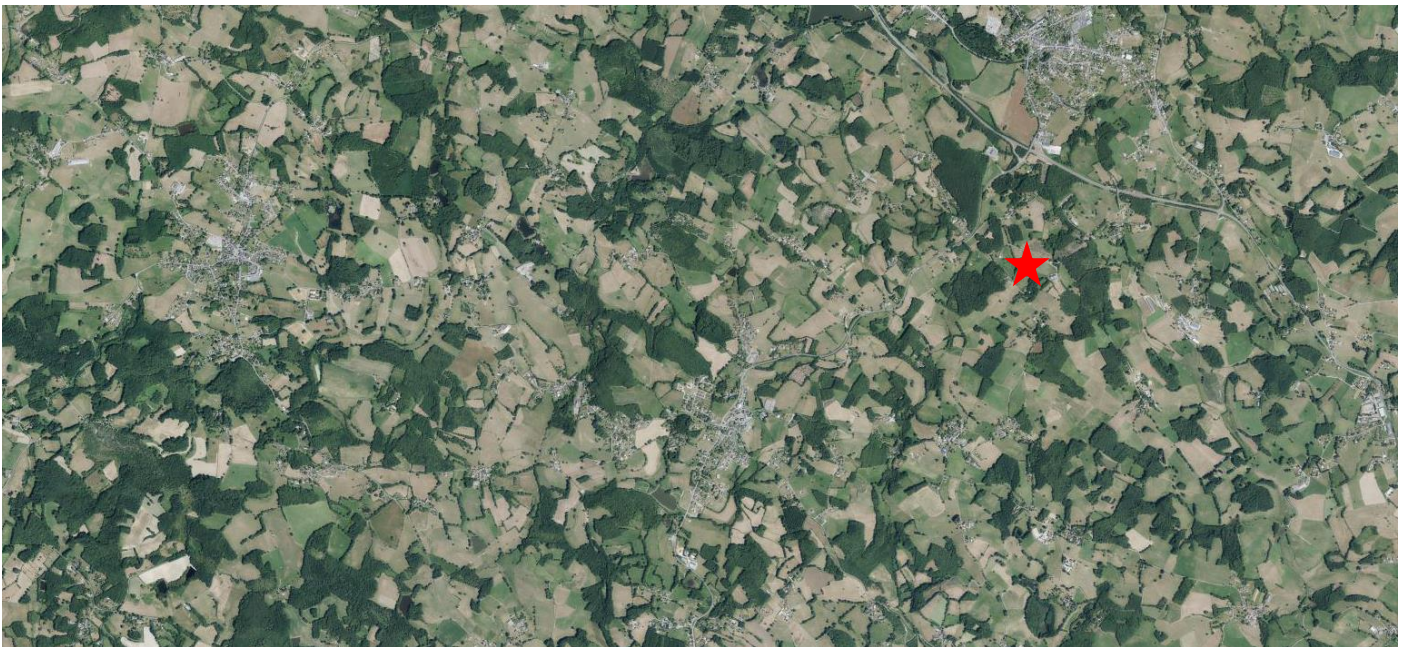


Nous sommes ici dans le Sud de la synforme d'Uzerche-Seilhac, près de son contact tectonique avec l'anticlinal de Tulle. La synforme d'Uzerche-Seilhac chevauche l'Anticinal de Tulle.

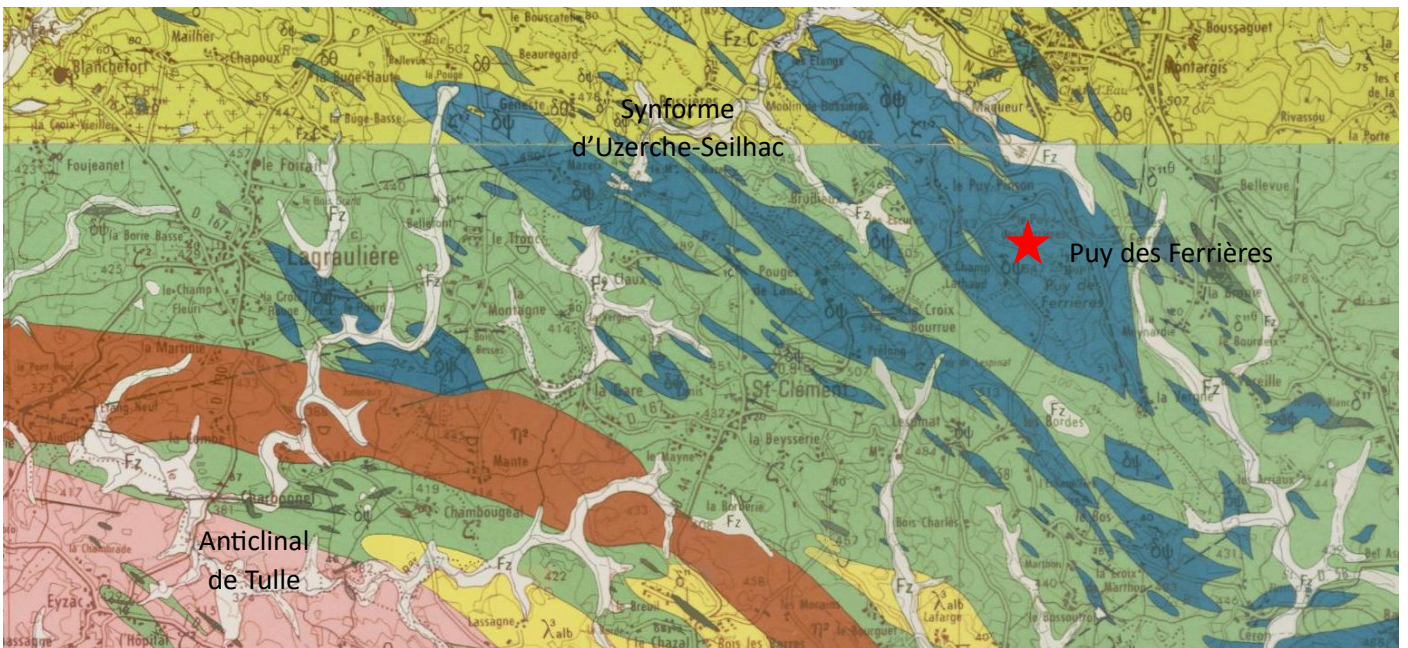
L'anticlinal de Tulle appartient à l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G) et la synforme à l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G).



Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l’affleurement (Document Géoportail)



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

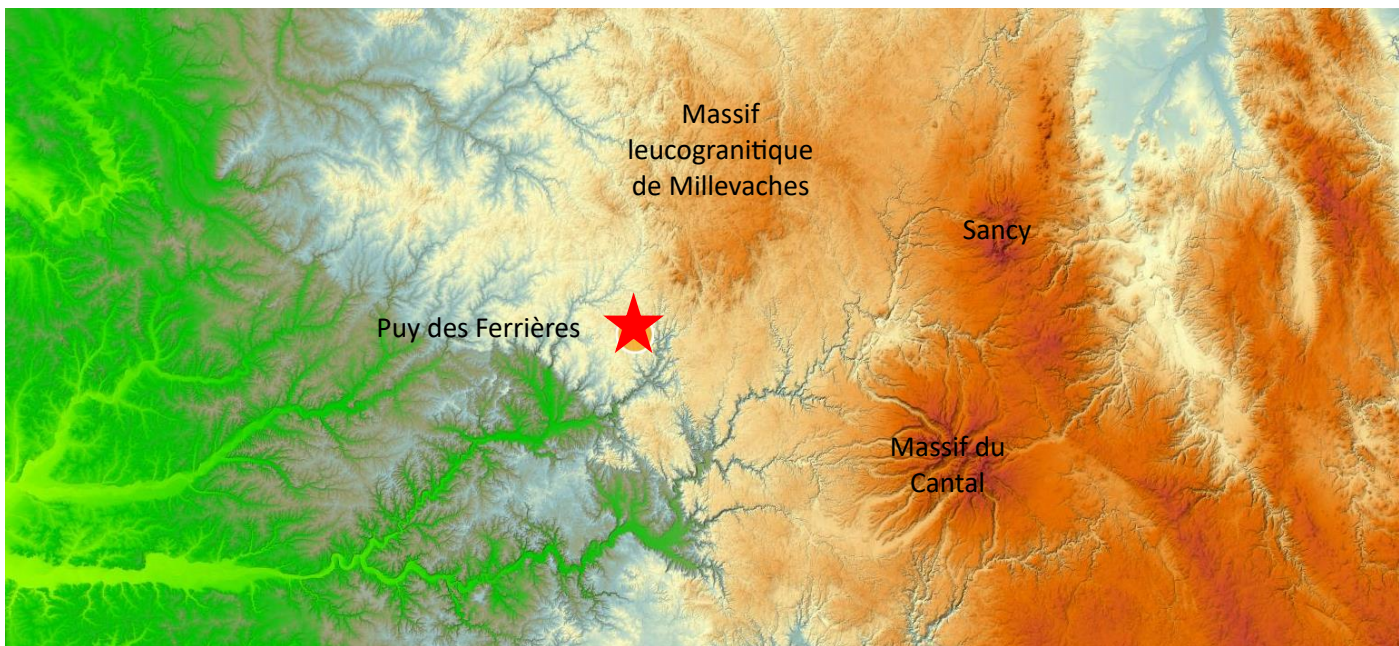
1- Description du site

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



Carte du relief (Document Géoportail)

2- Situation de l’affleurement

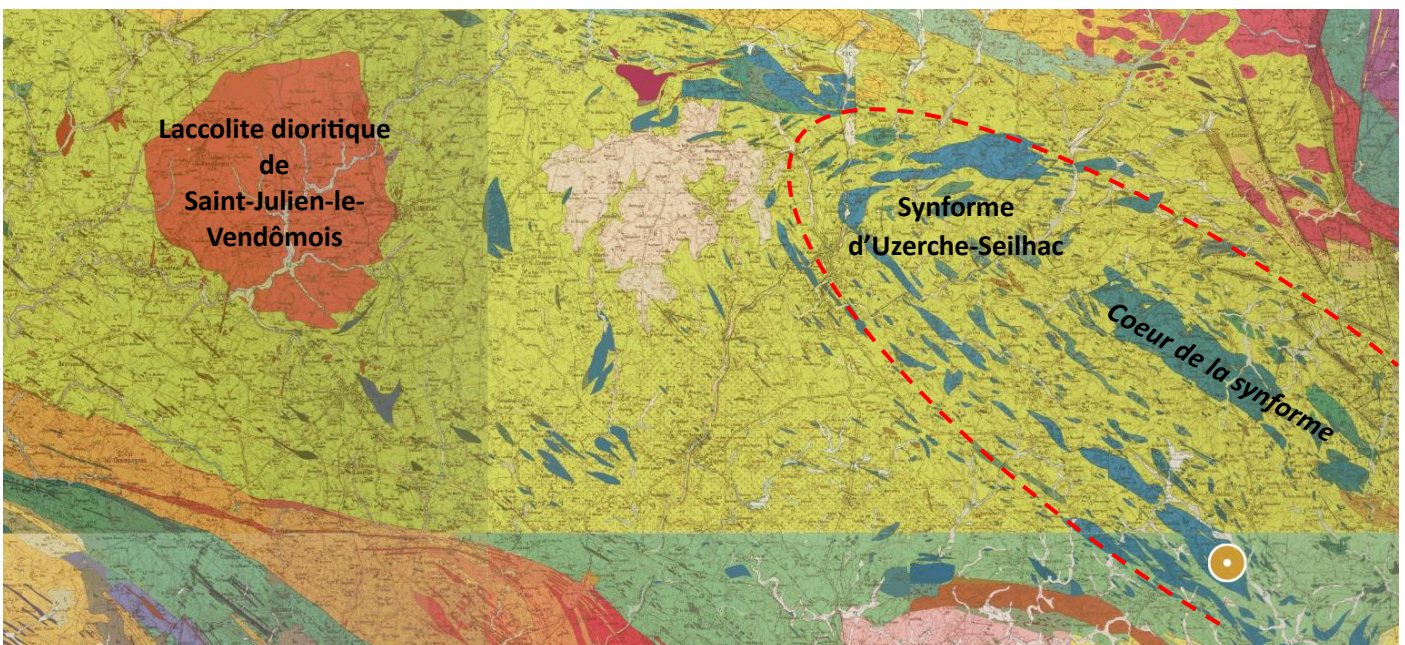
Le Puy des Ferrières est un petit massif d’éclogite, de forme lenticulaire, étiré NO-SE et isolé au sein d’un encaissant composé essentiellement de gneiss plagioclasiques de composition grauwackeuse.

Ces gneiss plagioclasiques 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 et dessinent comme une parabole ouverte vers le SE et 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 rouge en pointillés souligne la forme parabolique de la synforme d’Uzerche-Seilhac.

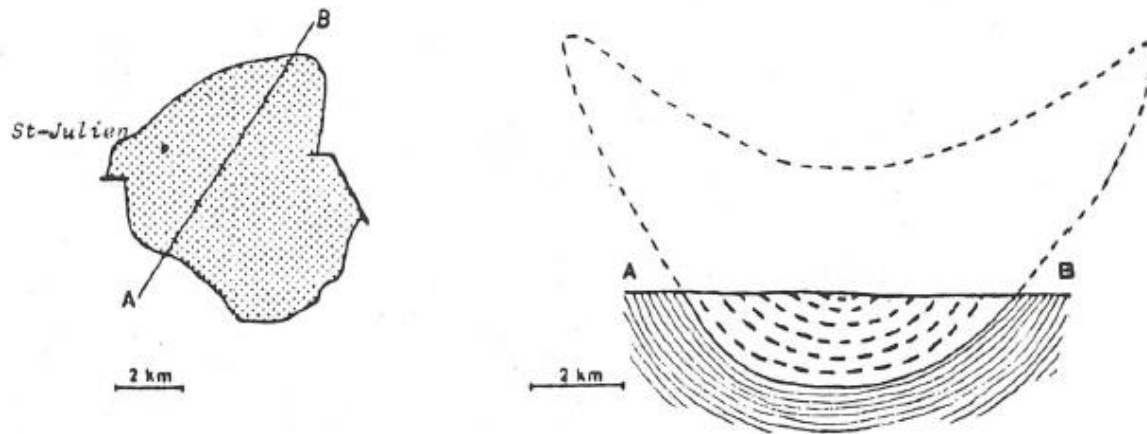


Figure 4 : Coupe à travers le laccolite dioritique de Saint-Julien-le-Vendômois

(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.



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



Éclogite du Puy des Ferrières

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.

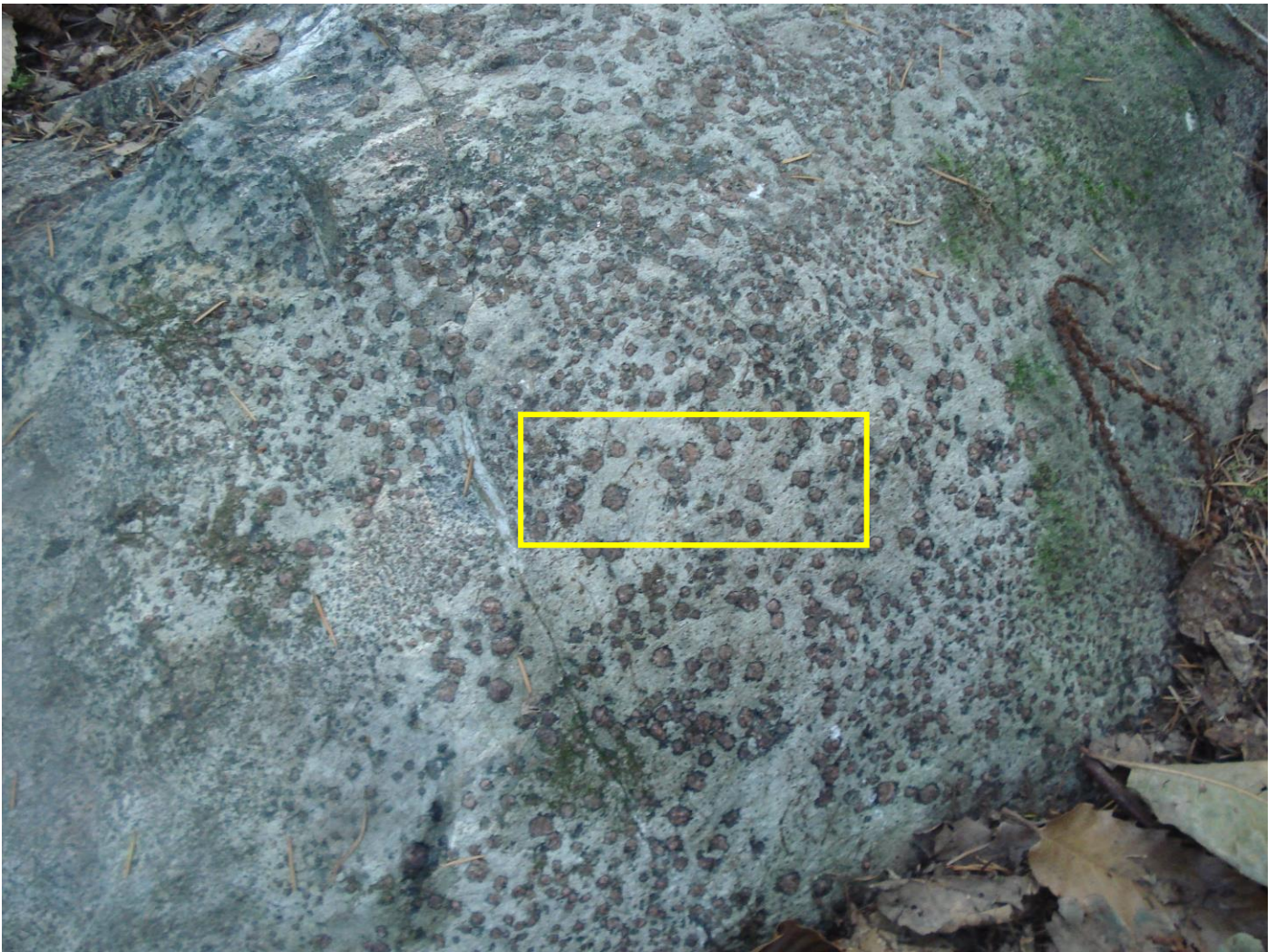
Dans ces rubans, les grenats sont bien alignés et semblent « *granoclassés* ». On passe imperceptiblement de grenats de grande taille à des grenats de taille moyenne puis à des petits grenats avant d'aborder des niveaux dépourvus de grenats.



Bloc 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.

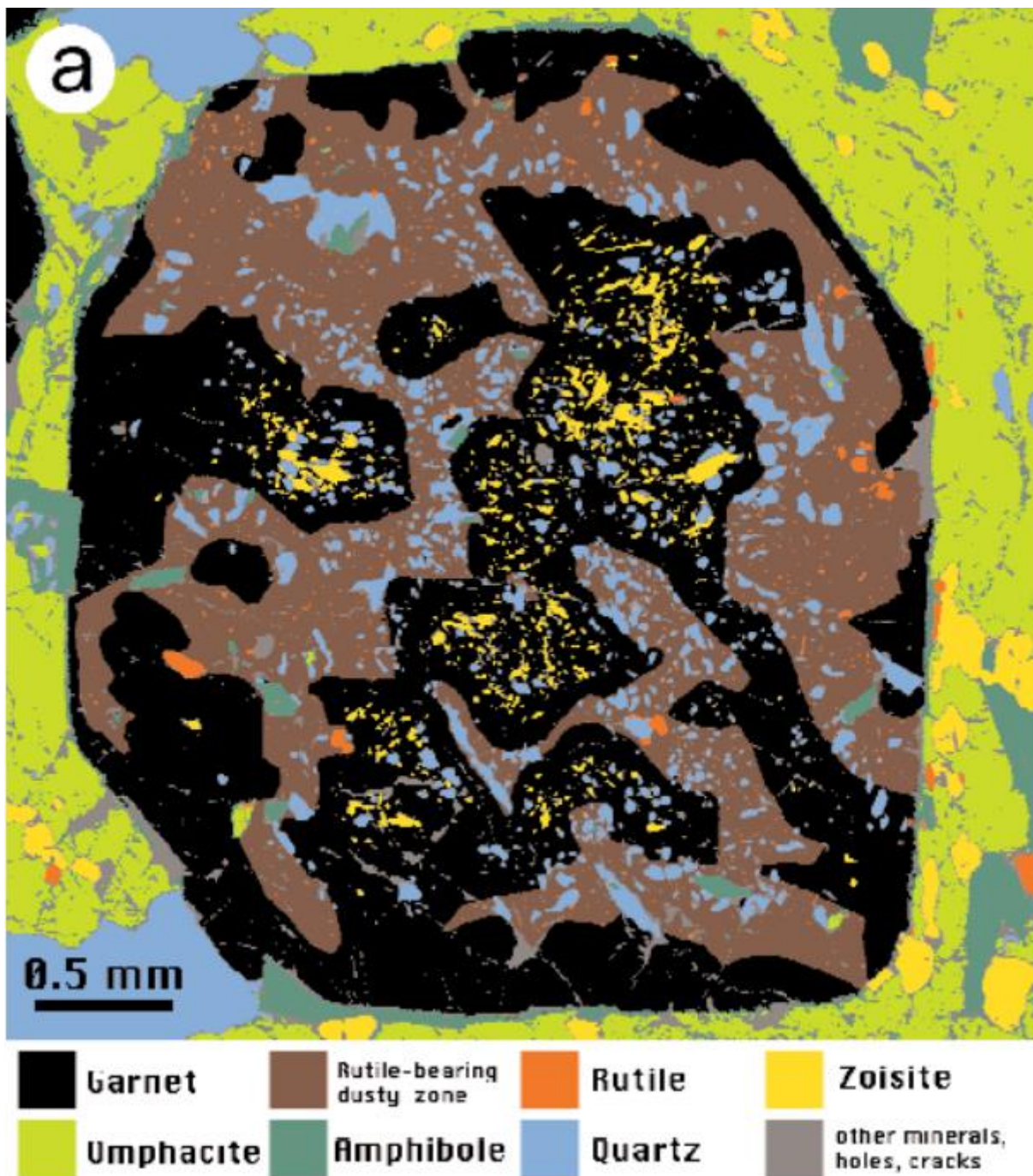


4- Identification et âge du protolithe

- **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 G. Godard (extrait de Géologie de la France - Spécial Vendée - 2001 n°1-2)

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

Rutile et zoïsite semblent donc s'exclure.

Ces zones à zoïsite 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 zoïsite pourraient être des reliques de cristaux de plagioclase. La concentration plus importante de la zoïsite, riche en Ca, au cœur de ces zones refléterait en effet la zonation de ces 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 protolite 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.

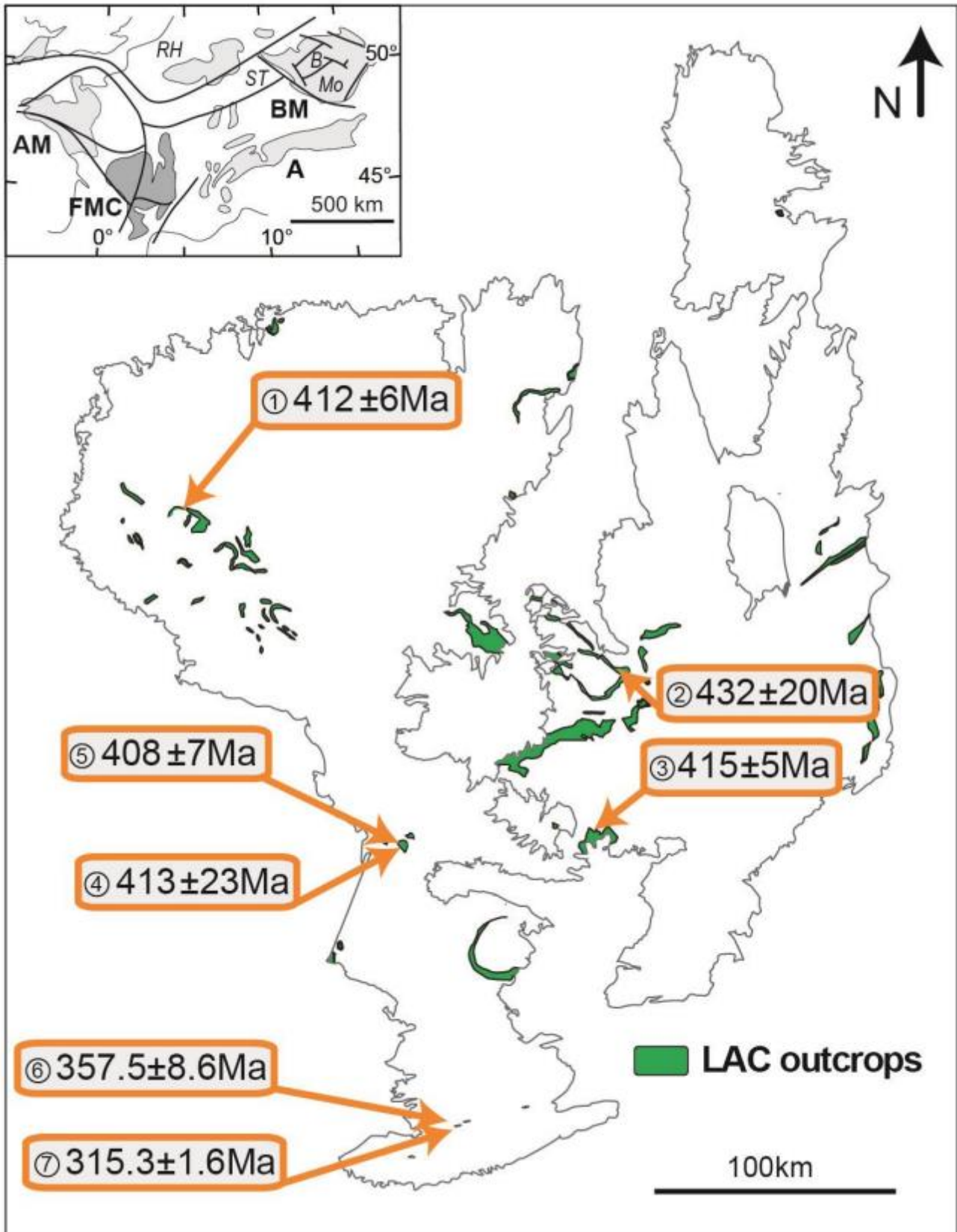
Leur structure rubanée pourrait être d'ailleurs héritée de la formation puis de la sédimentation des cristaux en fonction de leur taille dans une chambre magmatique. Ce litage aurait été conservé puis transposé ultérieurement dans la foliation de la roche actuelle.

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

▪ **Âge du protolithe**

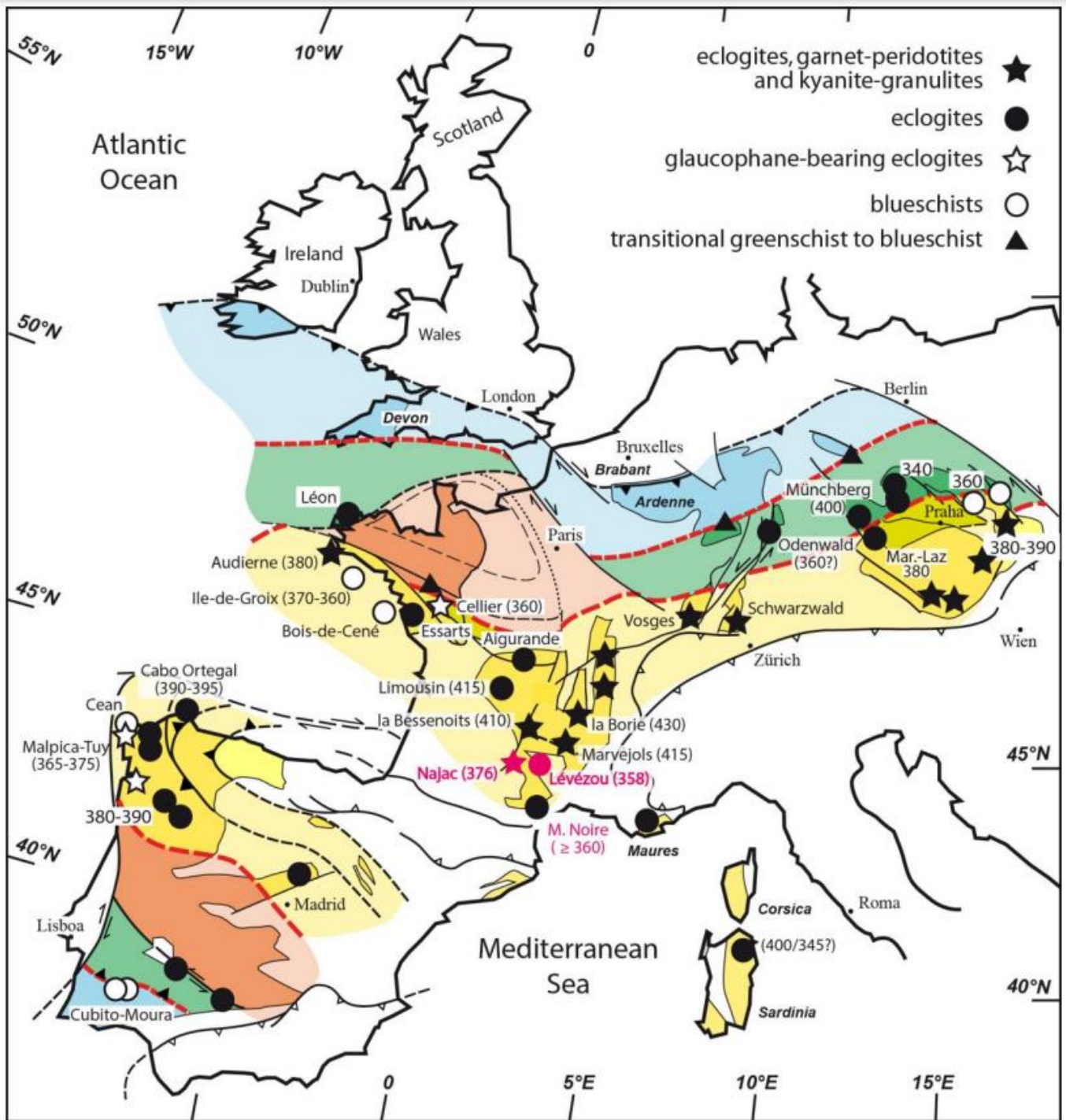
Dans le Limousin, la datation sur zircon d'une éclogite à disthène et zoïsite (par LA-ICPMS) a donné un âge de 412 ± 6 Ma. La plupart des âges des éclogites du Massif Central s'échelonnent entre 420 et 405 Ma soit Dévonien inférieur à l'exception des éclogites du Sud du Massif.

(voir page 38 les problèmes que posent les datations aujourd'hui)



Carte représentant les affleurements du Groupe Leptyno-Amphibolitique (LAC) et les âges des éclogites

(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)



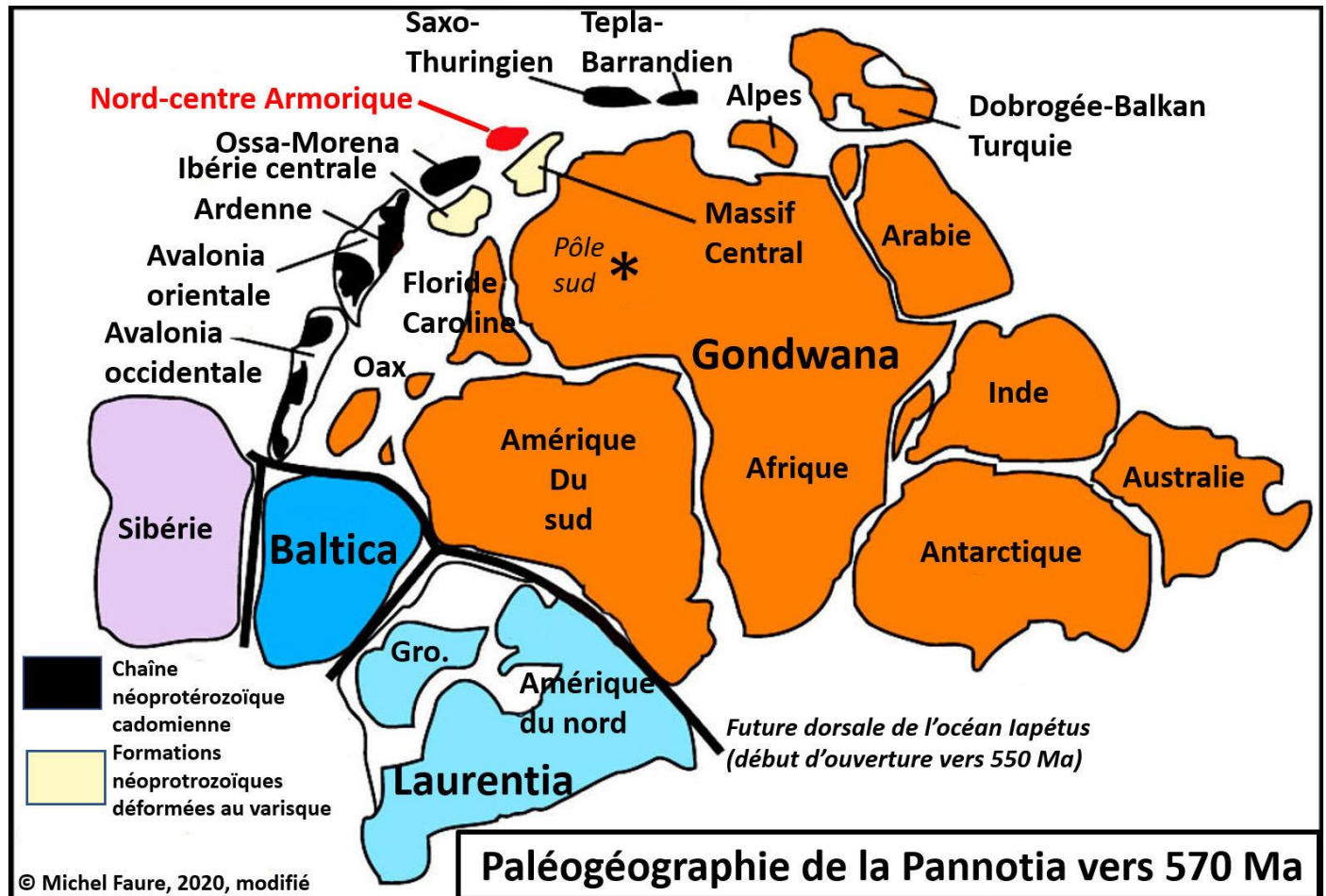
Carte synthétisant les âges interprétés comme datant le métamorphisme de haute pression dans la chaîne varisque

(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)

5- Histoire de l'éclogite du Puy des Ferrières

✓ *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 avorté et d'autres ont pu disparaître complètement.

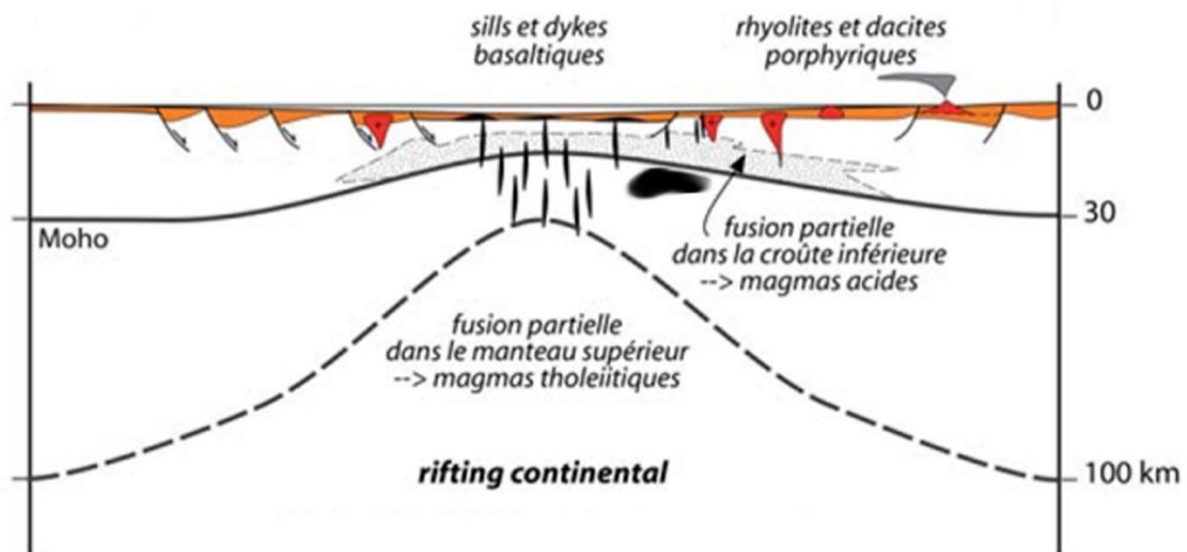
Pour information, les analyses paléomagnétiques ont établi qu'au Cambrien, le Massif armoricain et le Massif central étaient situés à des latitudes basses (60-80°S).

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 grauwackes (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.

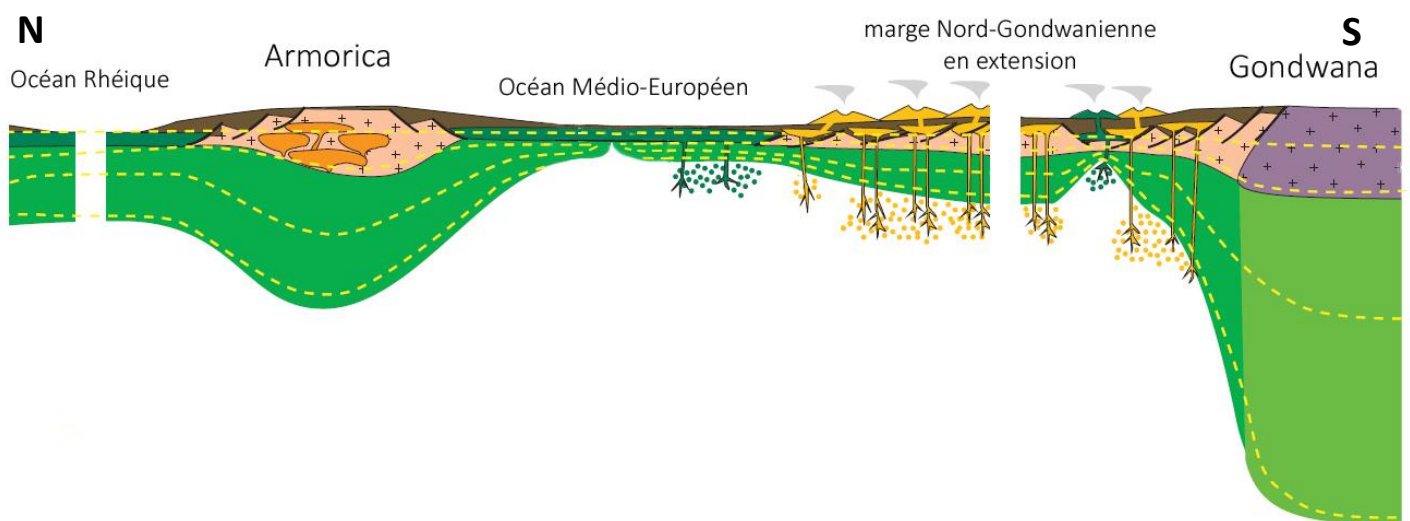
Là aussi autant de manifestations d'un magmatisme basique s'exprimant plutôt sous la forme de filons ou de sills et qui a été daté aux alentours de -475 Ma.

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. 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.

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 faillée 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.

✓ 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 dit de « haute pression et basse température » (HP-BT)** où elle passe dans le faciès à glaucophane puis enfin dans le faciès éclogite.

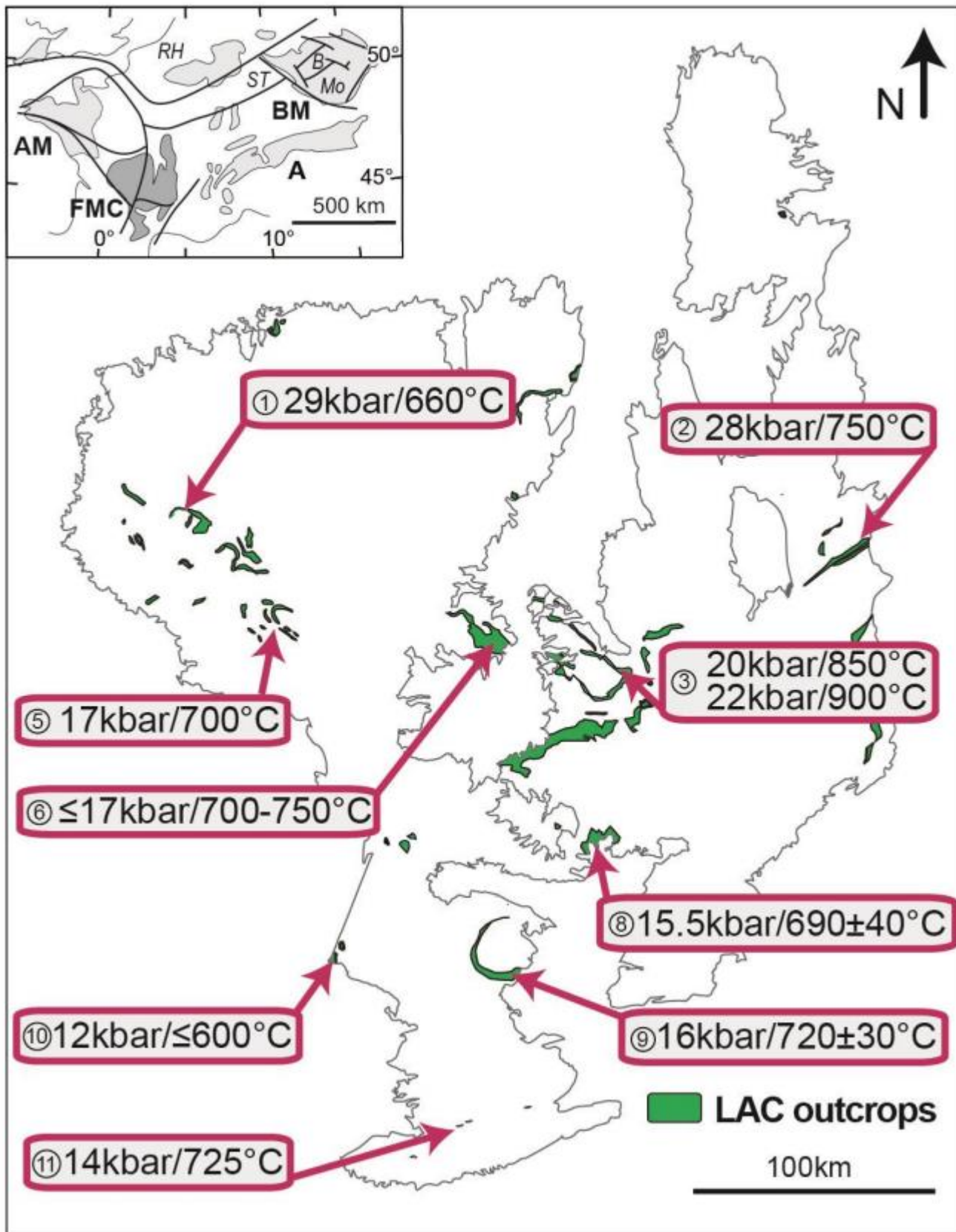
Au cours de ce métamorphisme prograde en P et en T°, elle se déshydrate contrairement à ce qui s'est produit lors du métamorphisme hydrothermal. Elle cède de l'eau au manteau asthénosphérique qui la chevauche. Une éclogite est donc relativement pauvre en eau.

Sa paragenèse initiale comprenait alors de l'omphacite (solution solide entre les deux pôles suivants : la jadéite, clinopyroxène sodique et le diopside, clinopyroxène calcique), du grenat, du rutile, de la zoïsite, du disthène et du quartz.

L'éclogite du Puy des Ferrières est donc un lambeau de croûte océanique qui a subducté sous Armorica. On estime que l'éclogite s'est formée vers 70 km de profondeur, à une température de l'ordre de 700°C pour une pression d'environ 17 kb.

Mais dans le Limousin, on a également des preuves d'Ultra-Haute Pression avec présence de coésite dans des grenats donnant des estimations de P de l'ordre de 29 kbar et de T° voisines de 650-700°C.

Tout cela s'est passé entre 420 et 405 Ma.



Carte représentant les affleurements du Groupe Leptyno-Amphibolitique (LAC) et les conditions P-T des faciès éclogitiques

(d'après la thèse de Caroline LOTOUT - 2017)

✓ L'histoire post-éclogitique et le métamorphisme rétrograde

Aujourd'hui, l'éclogite 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 éclogites sont remontées vers la surface. 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 alors un troisième métamorphisme, cette fois-ci rétrograde en température et en pression. On parle de **rétrromorphose**.

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

- Il y a 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 :

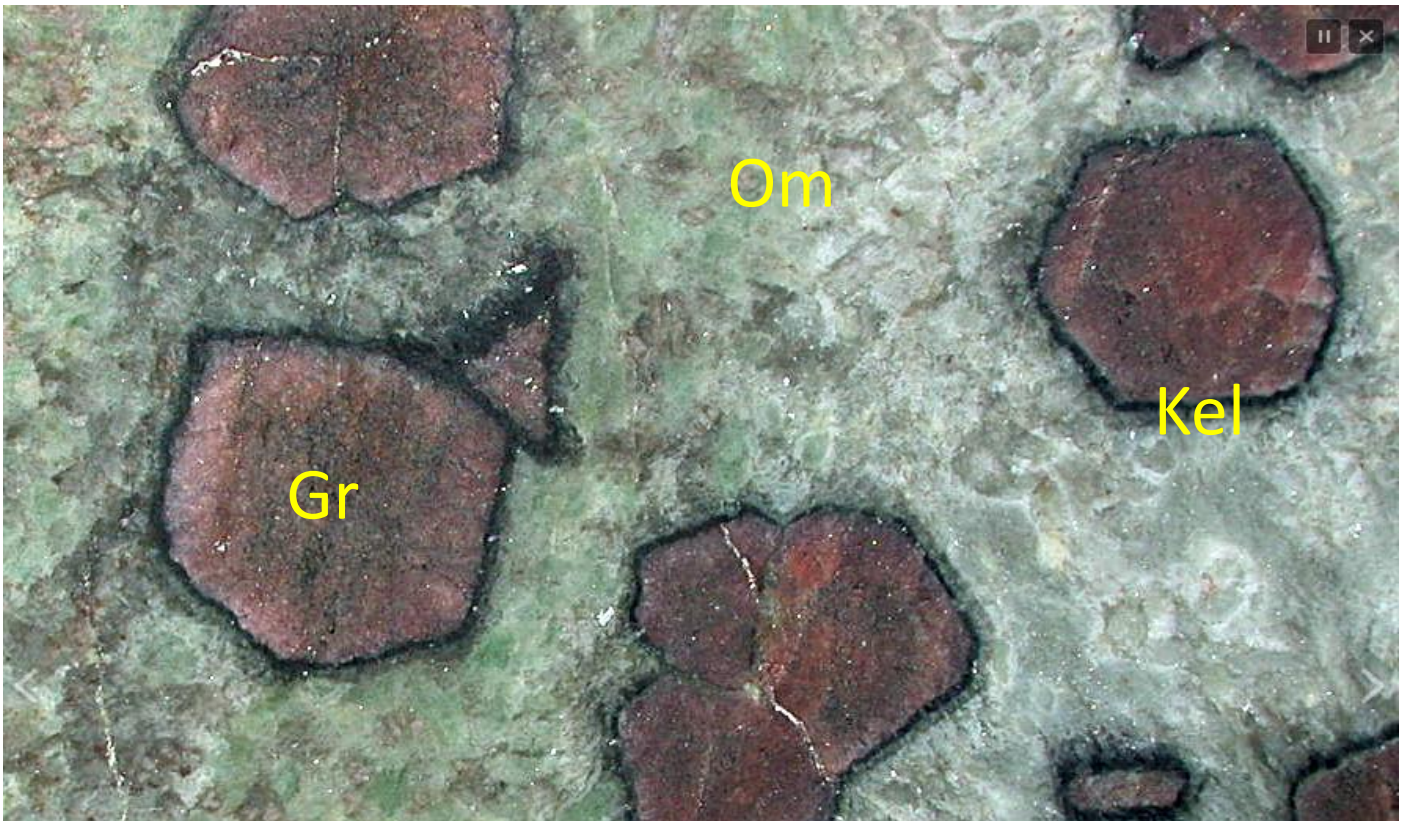


- L'amphibolitisation

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'éclogite, 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 elle 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'éclogites. Les grenats qu'elles renferment sont les témoins du métamorphisme de HP-BT et les amphiboles ceux de la rétro-morphose.

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

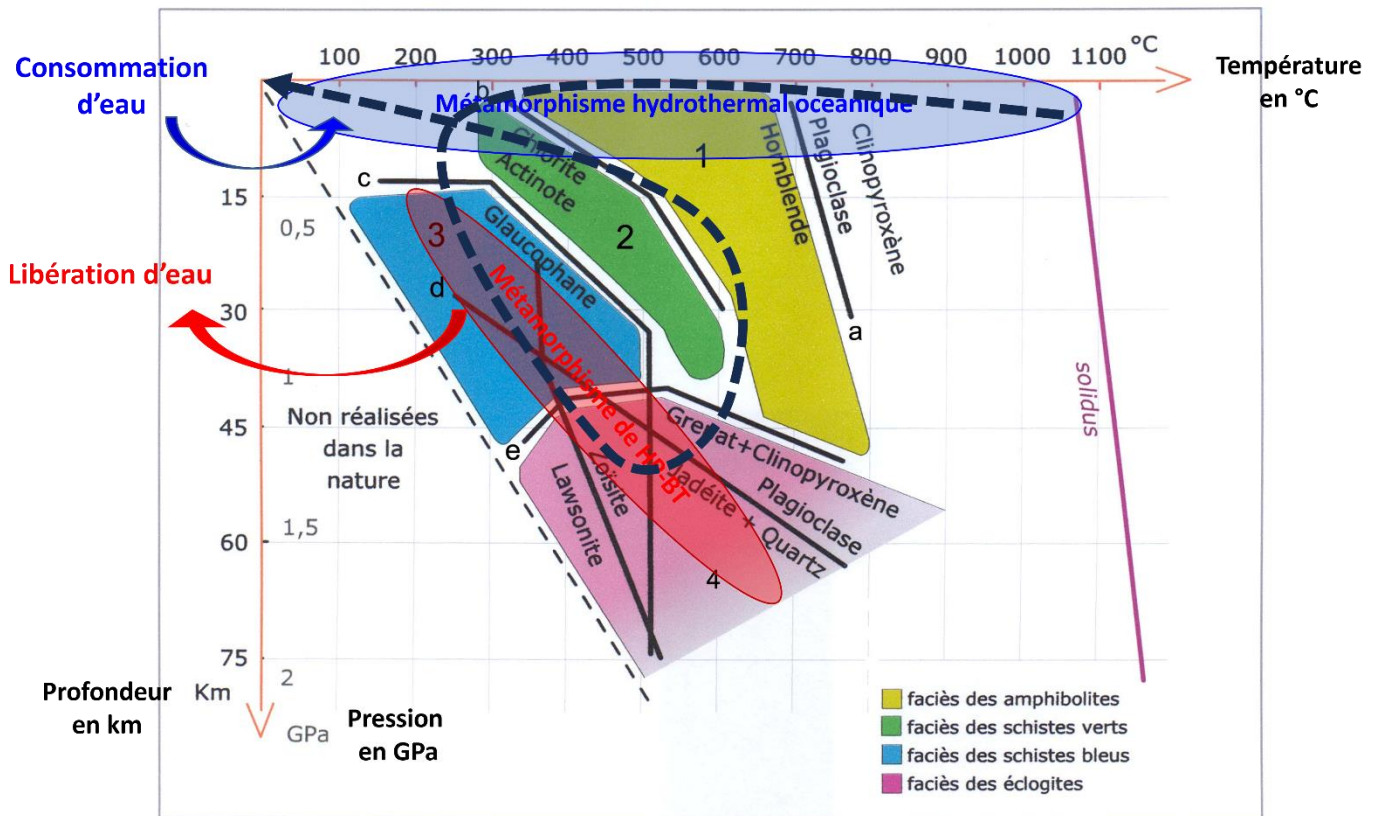


Diagramme P-T°-temps

Le trajet bleu foncé en pointillés représente toute l'histoire de l'éclogite.

✓ **Les déformations subies par l'éclogite au cours de sa remontée**

Au cours de la collision continentale entre Gondwana et Armorica puis de leur remontée vers la surface, non seulement les éclogites ont subi une rétomorphose mais elles ont été également écrasées et déformées.

Elles ont été profondément étirées et boudinées au point de se présenter aujourd'hui, à l'affleurement, sous la forme de petits massifs isolés. Cela est net dans la synforme d'Uzerche-Seilhac.

Elles ont acquies 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 :



(cette réaction se produit vers 600°C à 5 Kb)

qui permet la libération d'eau et par conséquent l'anatexie n'a été que rarement franchie 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 que, après océanisation puis fermeture de l'Océan Médio-Européen, les protolithes des gneiss plagioclasiques ont 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 dénommé « 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

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

- ✓ La collision et la formation du prisme de collision

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.

Comme on l'a dit plus haut, tout cela s'est déroulé entre 385 et 375 Ma (Dévonien supérieur).

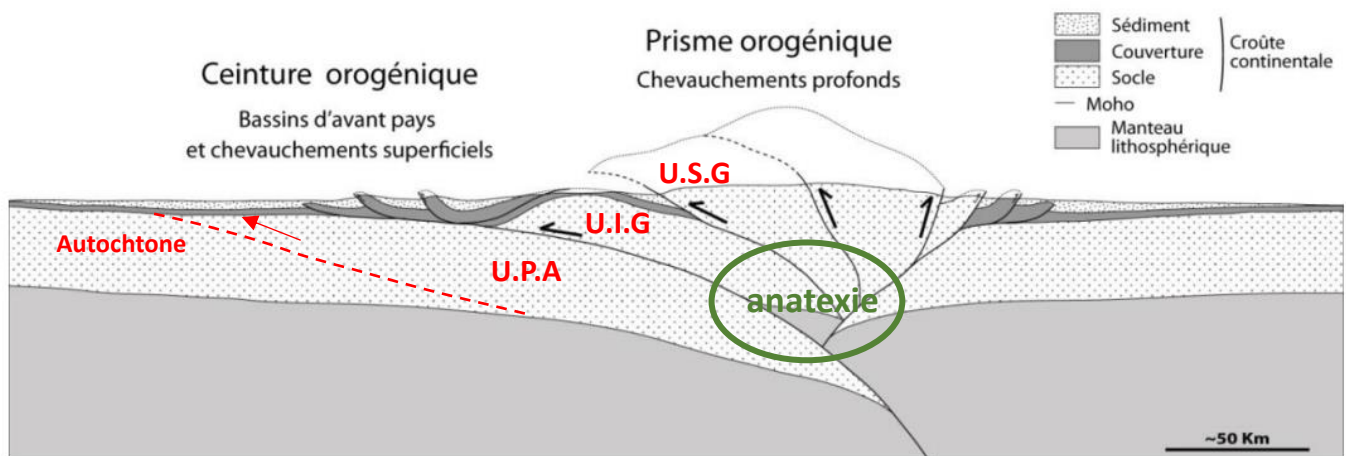


Figure 5 : Schéma synthétique d'un prisme de collision continental montrant l'agencement des unités chevauchantes

Thèse V. Trinca - 2015

Simplement pour fixer les idées, ont été rajoutés en rouge les noms des unités du Bas-Limousin.

- **La ligne tonalitique du Limousin**

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 Moncutant 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.

Rappel des pages 10 et 11 - Figure 4 :

Le laccolite de diorite de Saint-Julien-le-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 équivoques : 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.

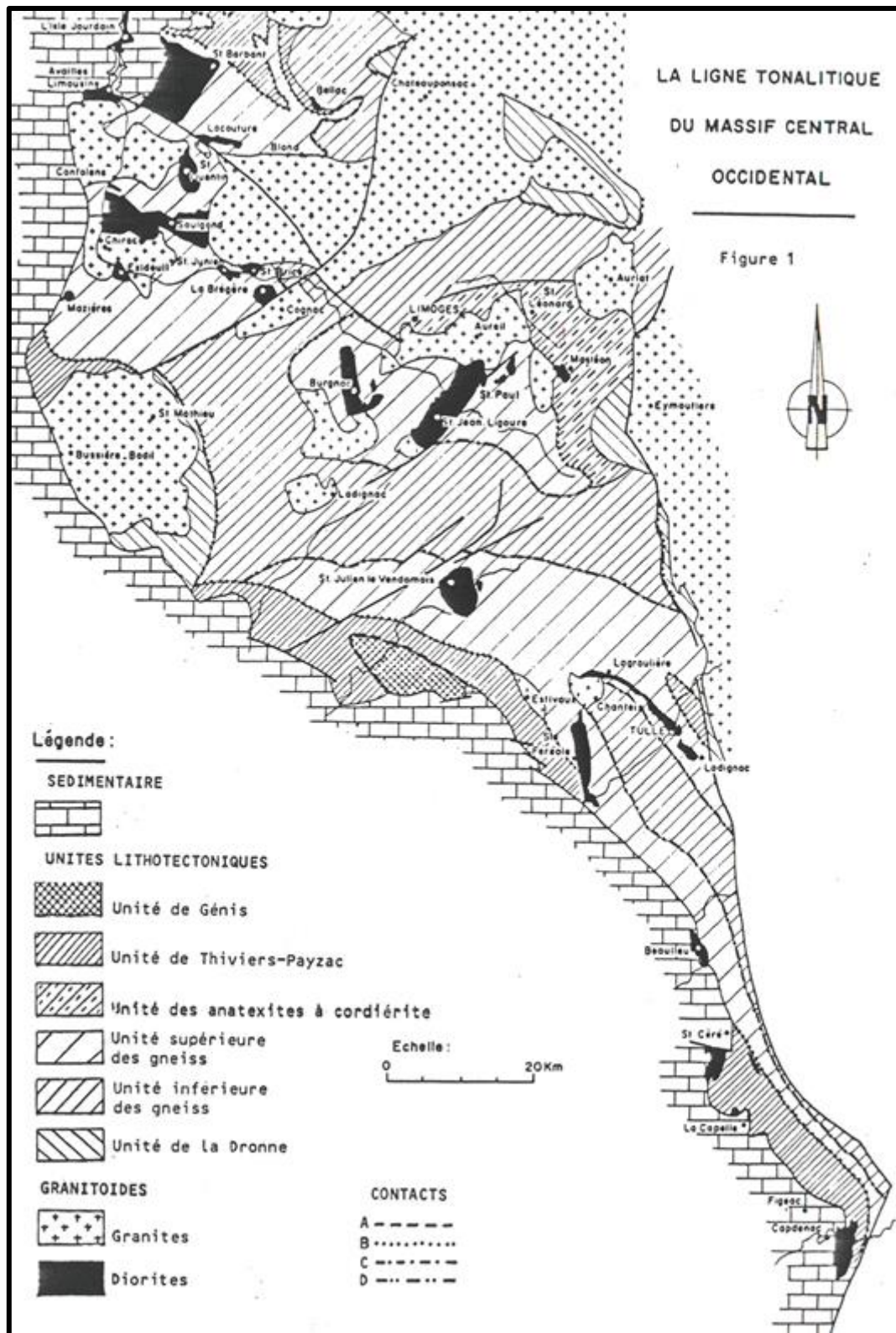


Figure 6 : La ligne tonalitique limousine

➤ **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).

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 (« *intraplating* ») 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.

✓ **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 que l'on a longtemps pensé.

Bien qu'encore controversée, l'idée qu'environ 20% de liquide de fusion stagne en profondeur, comme on l'a montré par exemple sous le Tibet, se développe.

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.

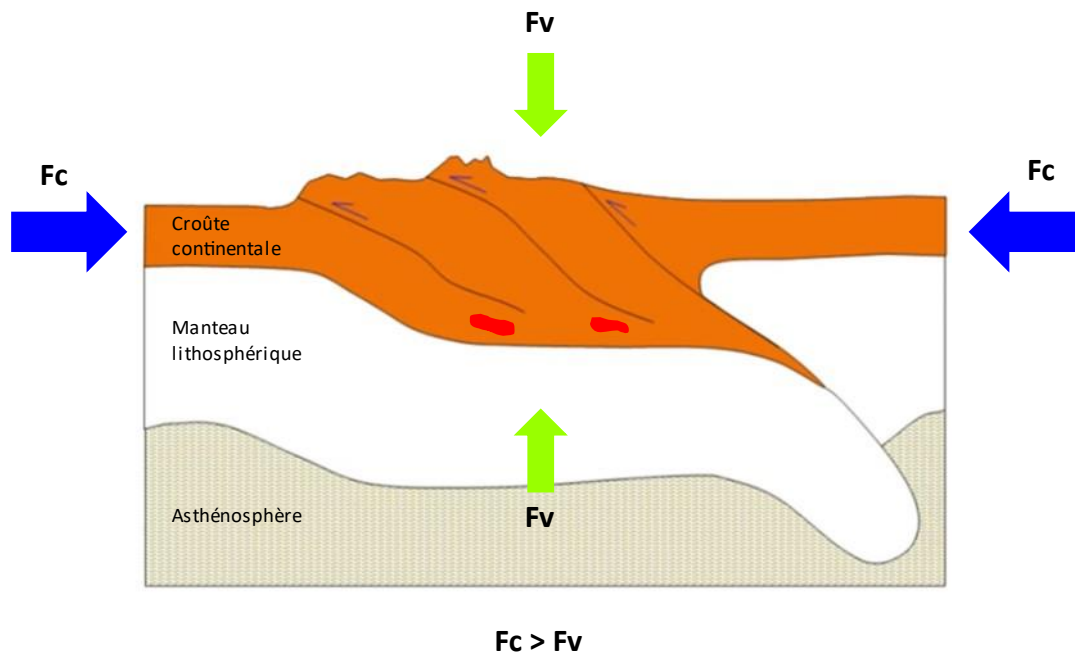
La croûte supérieure rigide va en effet s'enfoncer dans ce matériel plus plastique.

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 granulite et les migmatites.

Séquence des événements

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 .

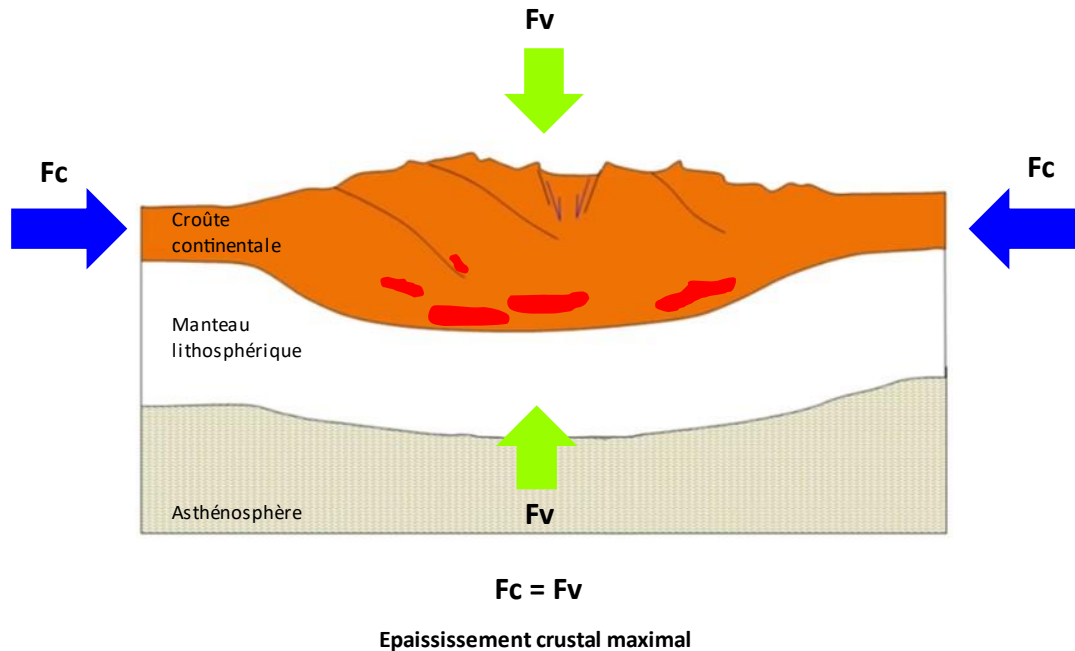
$$F_c > F_v$$

C'est à cette période que se forme l'empilement des nappes du Bas-Limousin.

L'anatexis 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



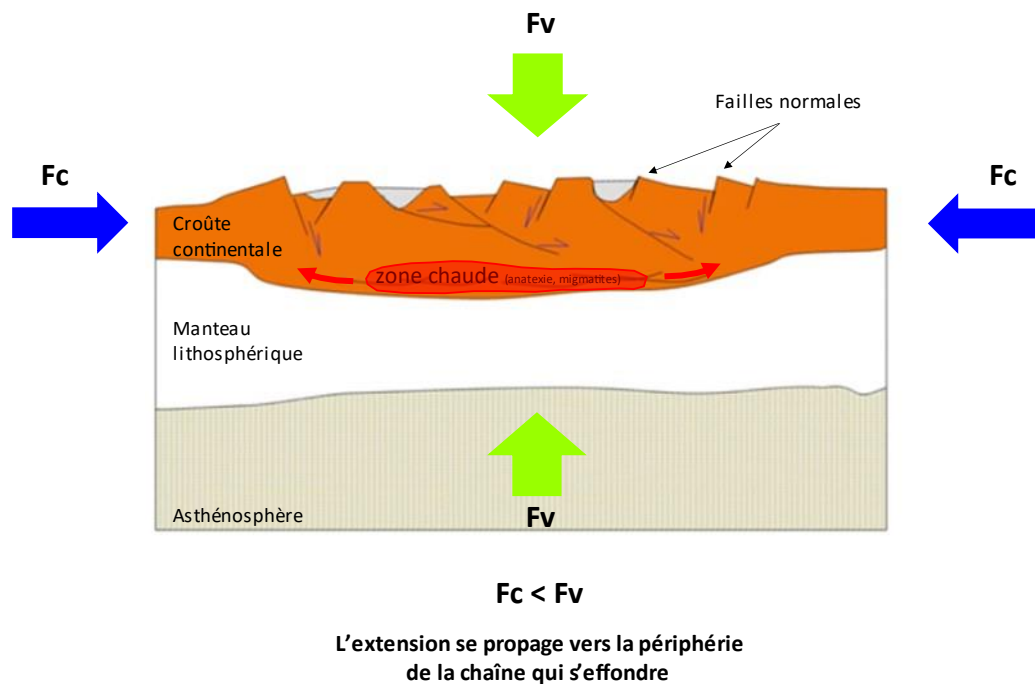
Mais parallèlement, les reliefs étant devenus importants, les forces de volume F_v augmentent et finissent par égaler les forces de compression F_c au maximum de l'épaississement crustal.

$$F_c = F_v$$

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 (voir figure 3).

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'anatexis 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 désépaississement 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 anatexis 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 comme par exemple la faille d'Argentat, normale, profonde (C'est en fait tout un réseau de failles qui descend jusqu'à 20 km de profondeur), de direction méridienne et qui tronçonne la synforme d'Uzerche-Seilhac et l'Anticlinal de Tulle. 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 et qui ont eu le temps parfois de subir une différenciation et une cristallisation fractionnée. Ce magmatisme se serait en effet 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 18),
- puis exhumation de cette croûte très tôt après la collision continentale, entre 385 et 375 Ma (voir pages 28 et 30).

Mais quand on s'attarde sur les deux cartes des pages 19 et 20 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 !

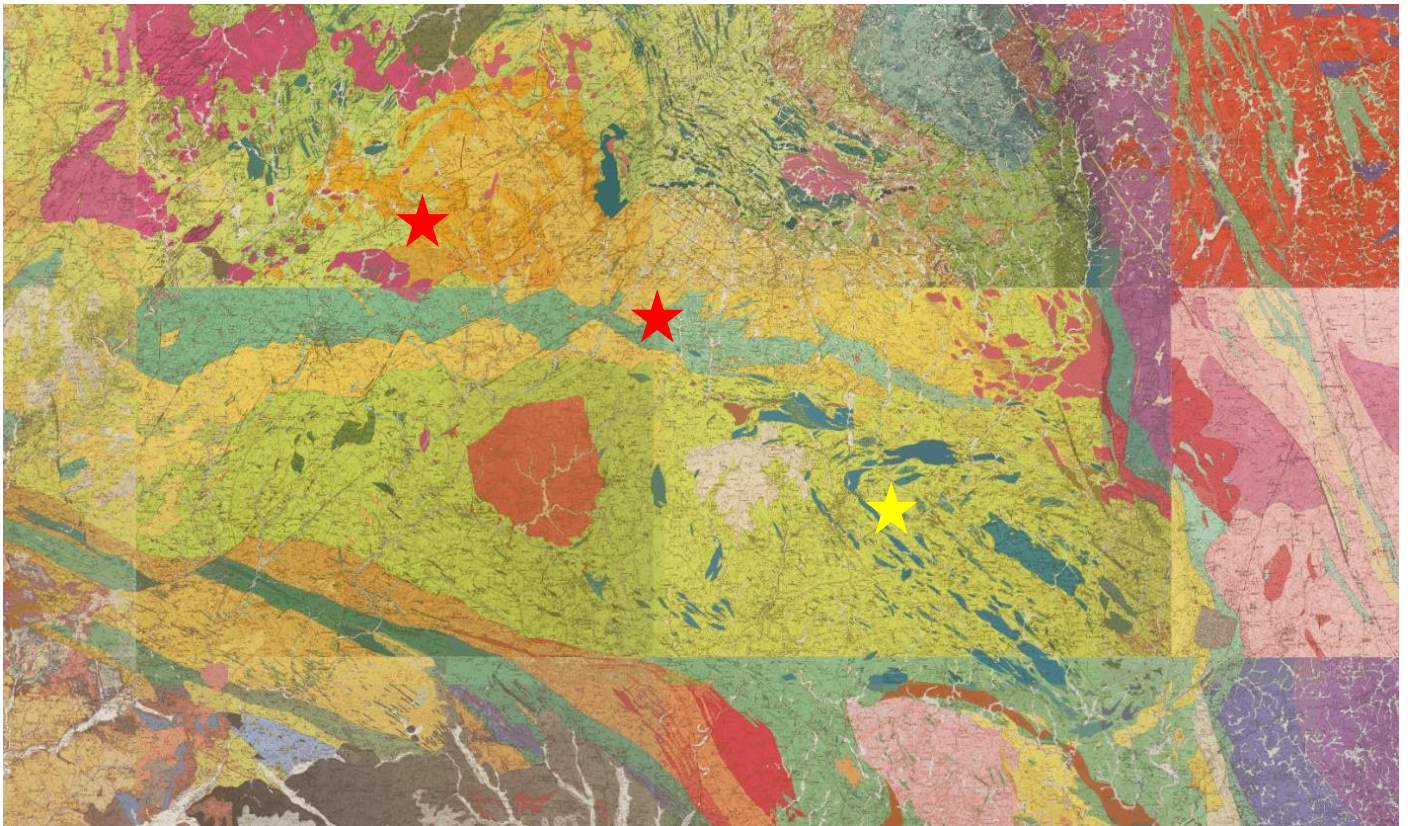
Elle propose en effet un âge de 377 ± 3 Ma pour les éclorites du massif de Najac appartenant à l'U.I.G. et de 358 ± 2 Ma pour celles du massif du Lévézou appartenant à l'U.S.G. c'est-à-dire des âges correspondant à la limite Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.

Ces différences dans les datations s'expliquent avant tout par les nouveaux modes d'extraction des zircons et les nouvelles méthodes de datation : datations multiméthodes U-Pb sur zircon, rutile et apatite ; Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux.

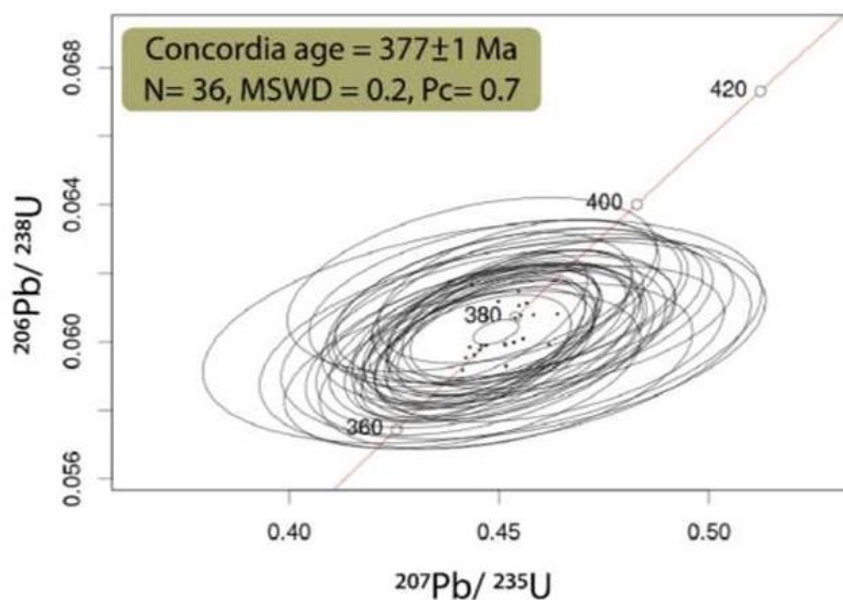
Ces nouveaux âges Dévonien supérieur peuvent être alors interprétés au moins de deux façons différentes :

- 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. (éclorites de Najac, 377 ± 3 Ma) puis des roches de l'U.S.G. (éclorite du Lévézou, 358 ± 2 Ma).

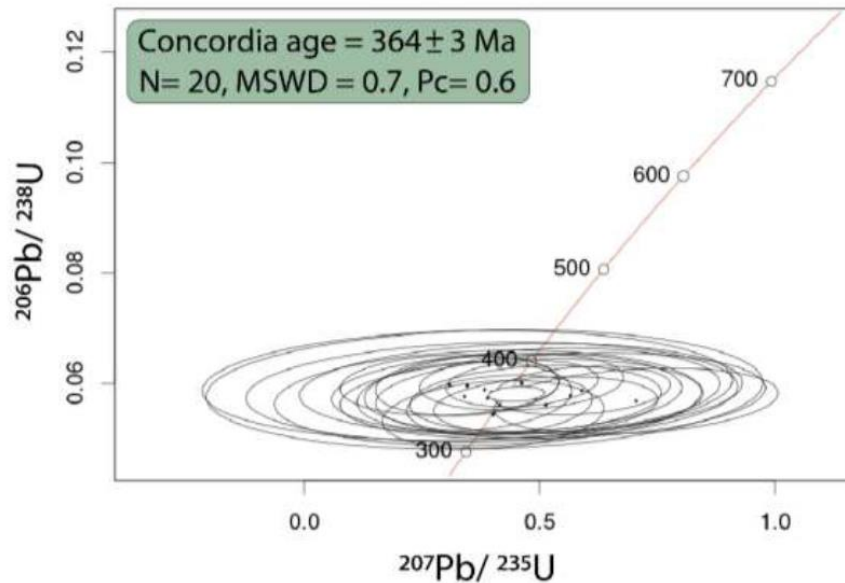
Les travaux récents de A. Benmamar (2021), mais cette fois-ci sur des élogites du Bas-Limousin exclusivement (de Benayes, du Puy Bavaud, de Roche L'Abeille, d'Espartignac,...) ont également « rajeuni » l'élogitisation dans cette région du Nord du Massif Central. Elle a été datée par la méthode U/Pb sur zircon et rutile à 377 Ma pour les élogites de l'U.S.G. (élogites de la synforme d'Uzerche-Seilhac) et à 364 Ma pour celles de l' U.I.G.



Situation approximative des échantillons d'élogite ayant servi aux datations



Échantillon de l'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G) – étoile jaune



Échantillon de l'Unité Inférieure des Gneiss (U.I.G) – étoiles rouges

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'orogénèse 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'orogénèse 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-Gondwanienne étirée et chaude, subduction forcée d'une croûte océanique chaude suivie très rapidement par une collision continentale, et tout cela sur une longueur de plus de 5000 km, ce sont autant de singularités qui font l'originalité de l'orogénèse varisque 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 10 septembre 2022

Le Bassin de Brive

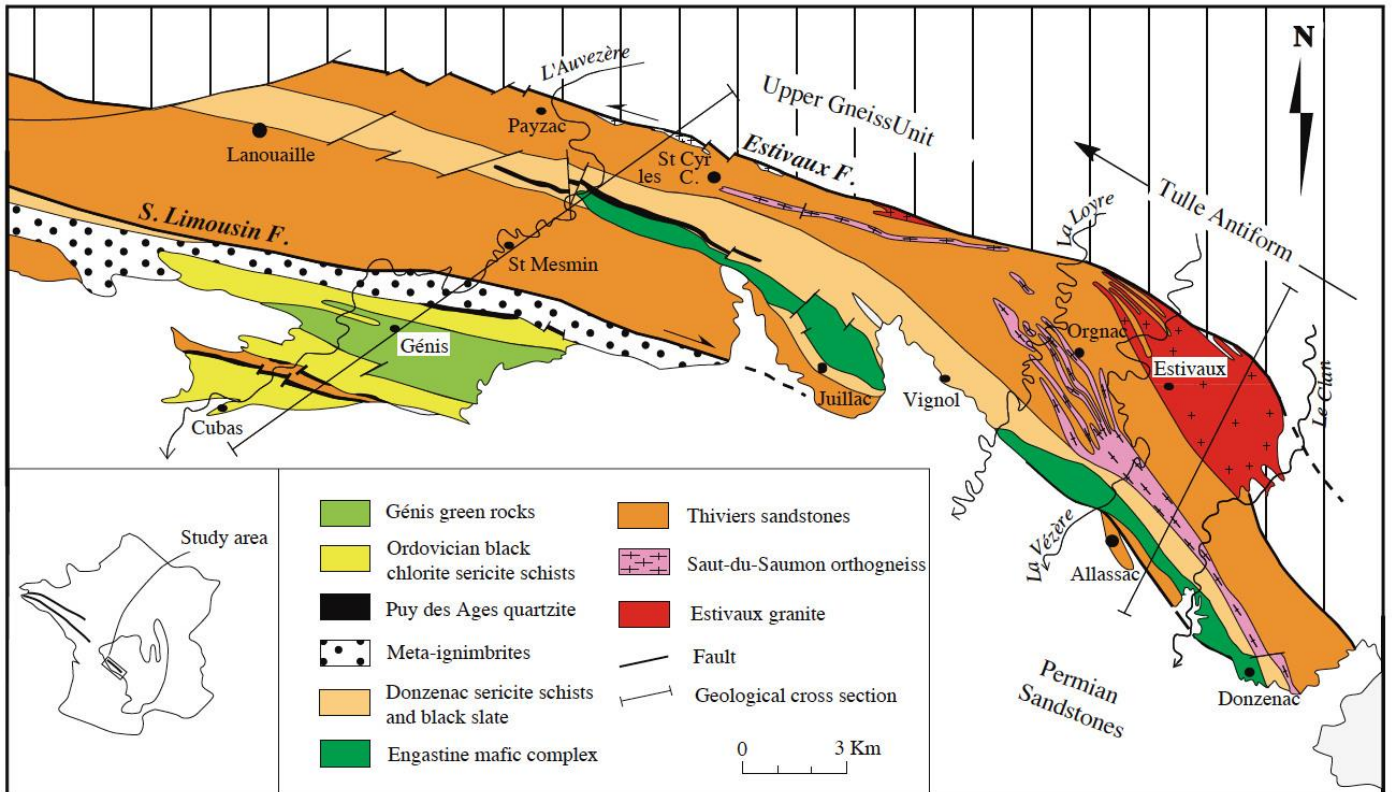


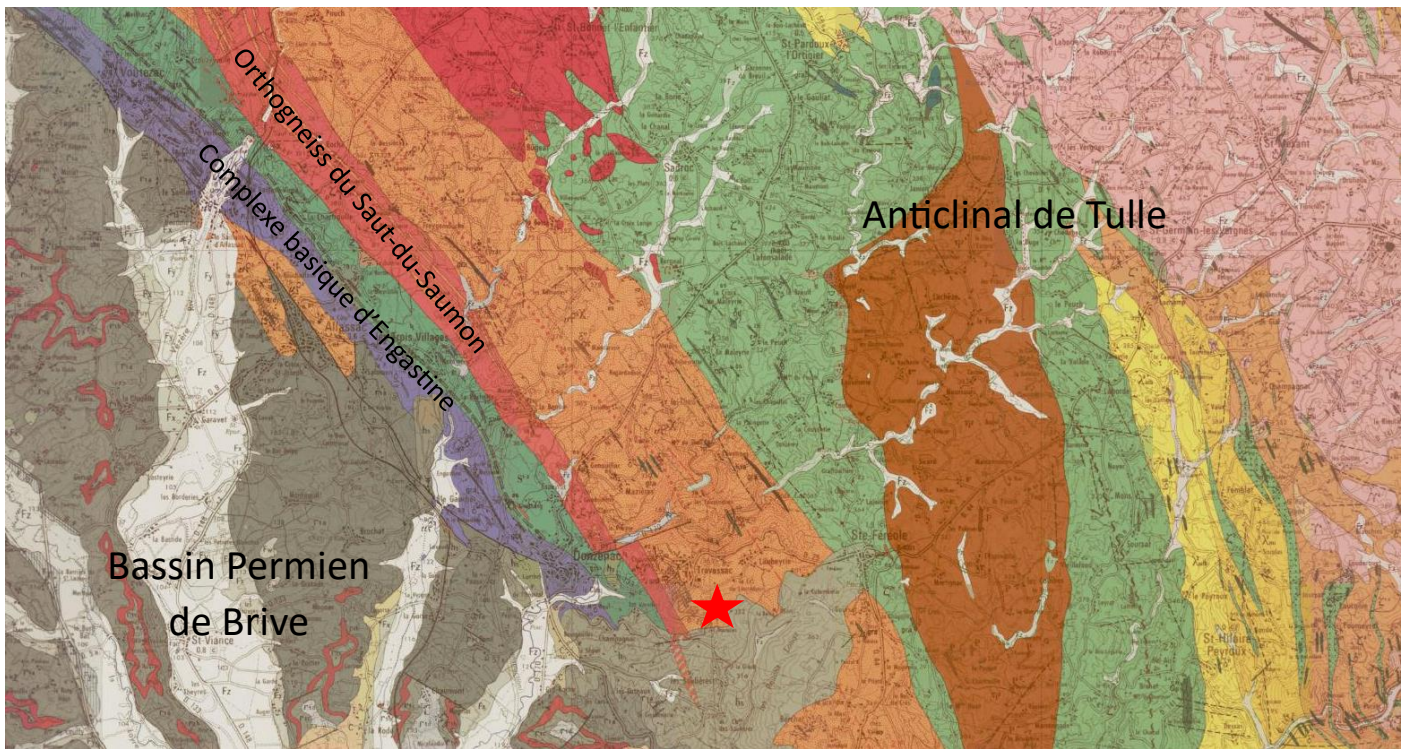
Schéma structural des Unités de Génis et de Thiviers-Payzac

(Document M. Faure)

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-structuration.xml>

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'Unité de Thiviers 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 à 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

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, grauwackes 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 volcano-sédimentaire 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 - metabasaltes, dolérites et amphibolites - orienté selon une direction NO-SE qui correspond à 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 larges de 500 mètres. La foliation subverticale porte une linéation minérale d'allongement marquée par l'étirement 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.

La formation de l'ardoise de Travassac

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 et 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 pétritique, 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

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 subi 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.

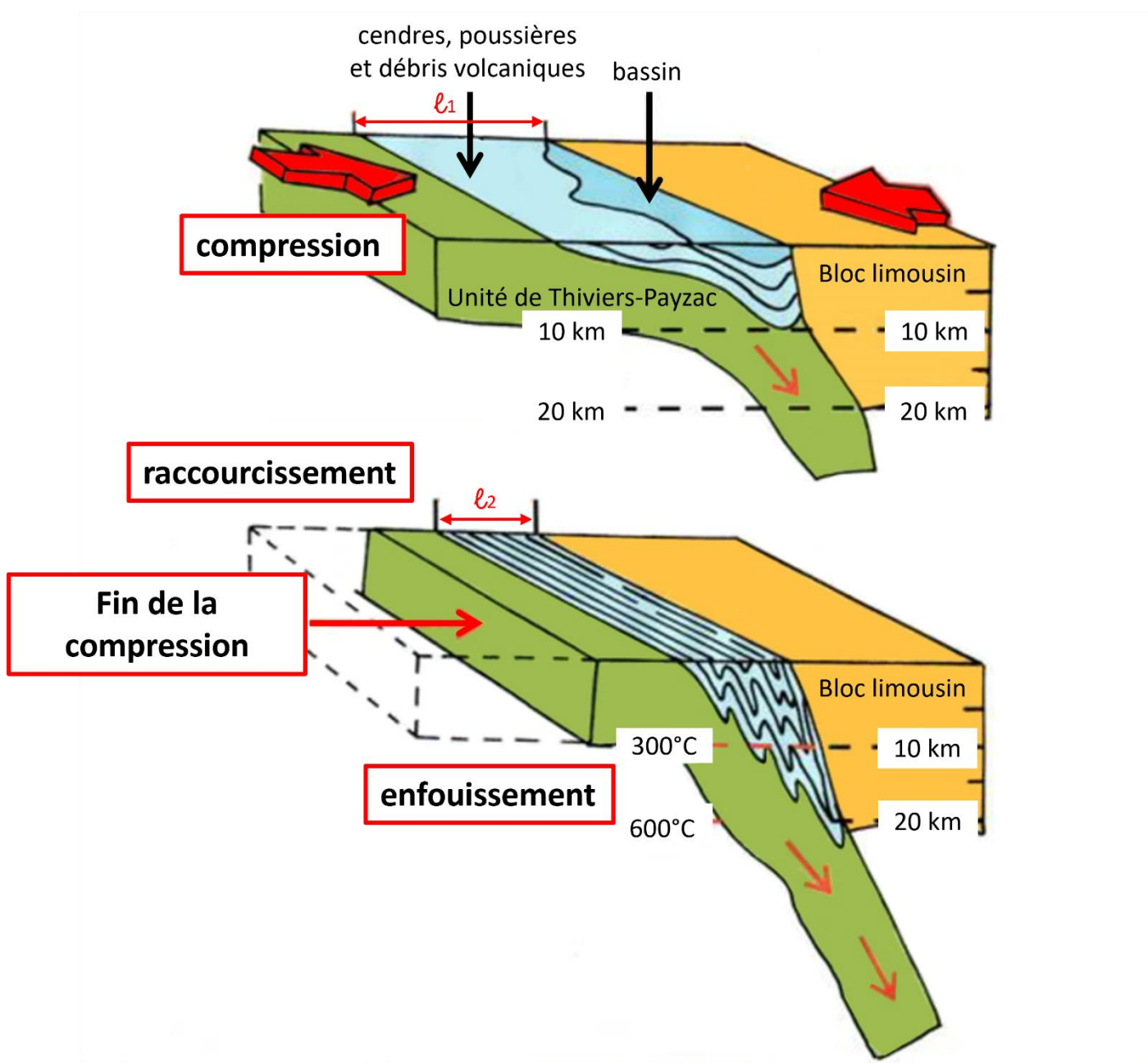
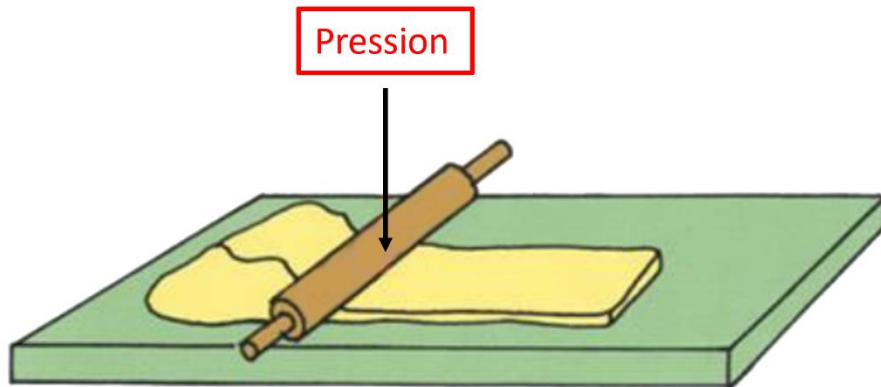
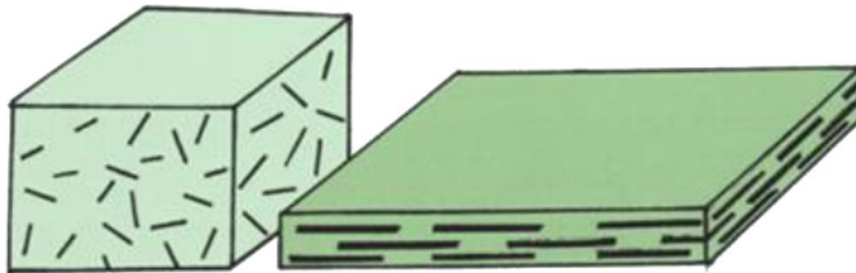


Illustration des déformations subies par les sédiments de l'Unité de Thiviers-Payzac

D'après un document de J.P. Floc'h (transmis par Guy Chantepie)



Déformation = aplatissement



État initial

*boues de cendres volcaniques
grains de quartz + feldspaths + argiles*

Absence de structure

Les cristaux sont orientés
dans tous les sens

Pression + T°

État final

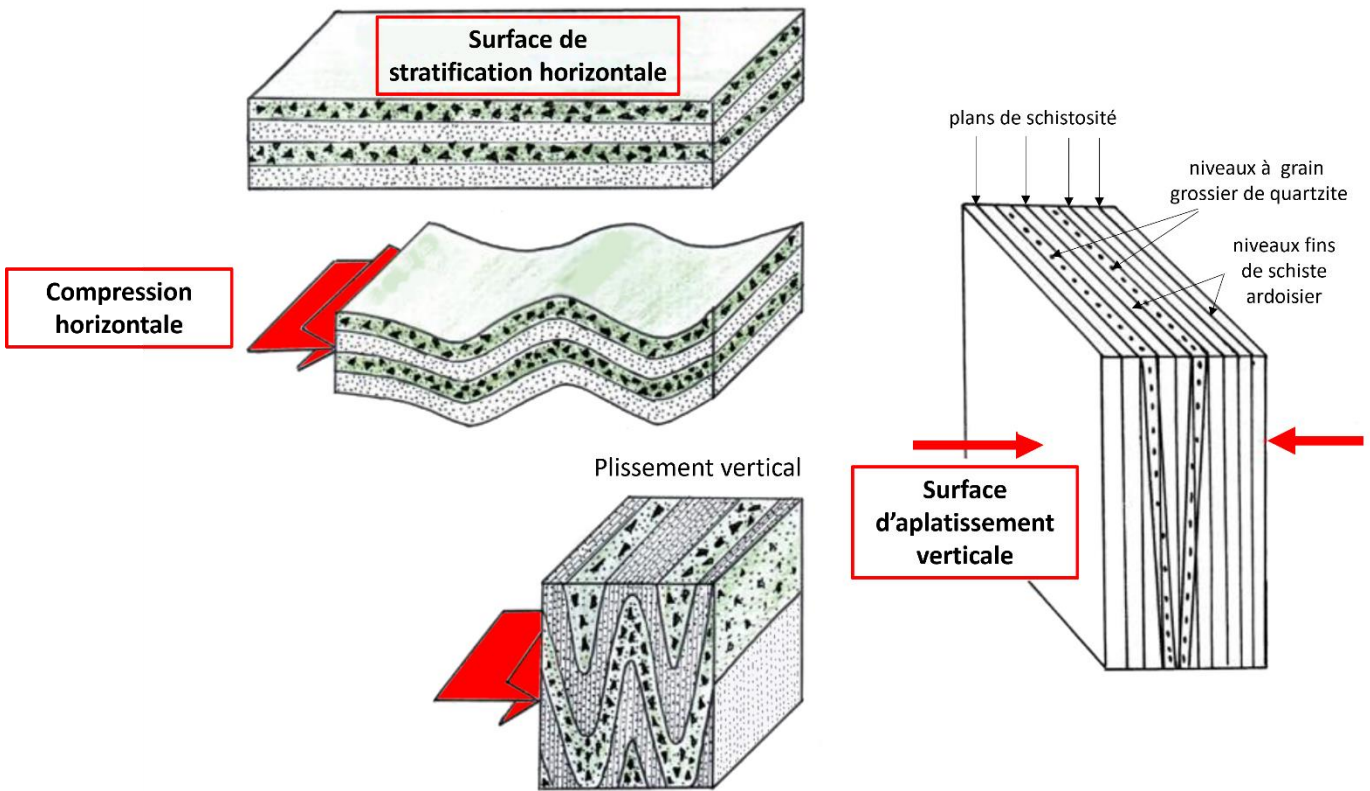
*schiste ardoisier
quartzites feldspathiques*

Structure feuilletée

Les cristaux sont disposés parallèlement
les uns aux autres et perpendiculairement à la compression

Schémas illustrant l'apparition du feuilletage des ardoises par compaction

D'après un document de J. P. Floc'h (transmis par Guy Chantepie)



Relation plissement / schistosité

D'après un document de J P Floc'h (transmis par Guy Chantepie)

La carrière



- 1 Saut de la Girale (profondeur : 140 m)
The Girale Loop (depth : 140 m)
- 2 Vue sur le Puits en eau de la Fayotte (profondeur : 100 m)
View over the Fayotte water Well (depth : 100 m)
- 3 Cabanon d'Accueil et d'Information
Reception and Information Centre
- 4 Perspective sur le Filon ardoisier de la Puyboene
View over the Puyboene slate Seam
- 5 Exploration du Filon ardoisier des Quatre Maîtres
Exploring the Quatre Maîtres slate Seam
Retour vers le Chantier ardoisier
Back towards the slate-works
- 6 Découverte du Chantier ardoisier : opérations de clivage et de taille des ardoises
Discovering the slate-works : slate working
- 7 Descente de 25 m au fond du Filon de la Jeanguinotte par un escalier à 120 marches
Journey 25 m down to the bottom of the Jeanguinotte slate Seam via a 120-step stairway
- 8 Belvédère du Puits de la Jeanguinotte
View point over the Jeanguinotte Well
- 9 Visite du Conservatoire de l'Ardoise... dans une galerie à 30 m sous la route!
Visit of the Conservatoire de l'Ardoise, a small museum in a gallery some 30 m under the road!
- 10 Vue sur «l'Église», une cavité ogivale au cœur du Filon de la Charbonnelle
View across the «Église», an ogival cavity at the heart of the Charbonnelle Seam
- 11 Vers la sortie... via une passerelle suspendue et un sentier au milieu des sous-bois
Towards the exit... via a suspended walkway and a path through the undergrowth



PLAS NE O
COMPTON



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.

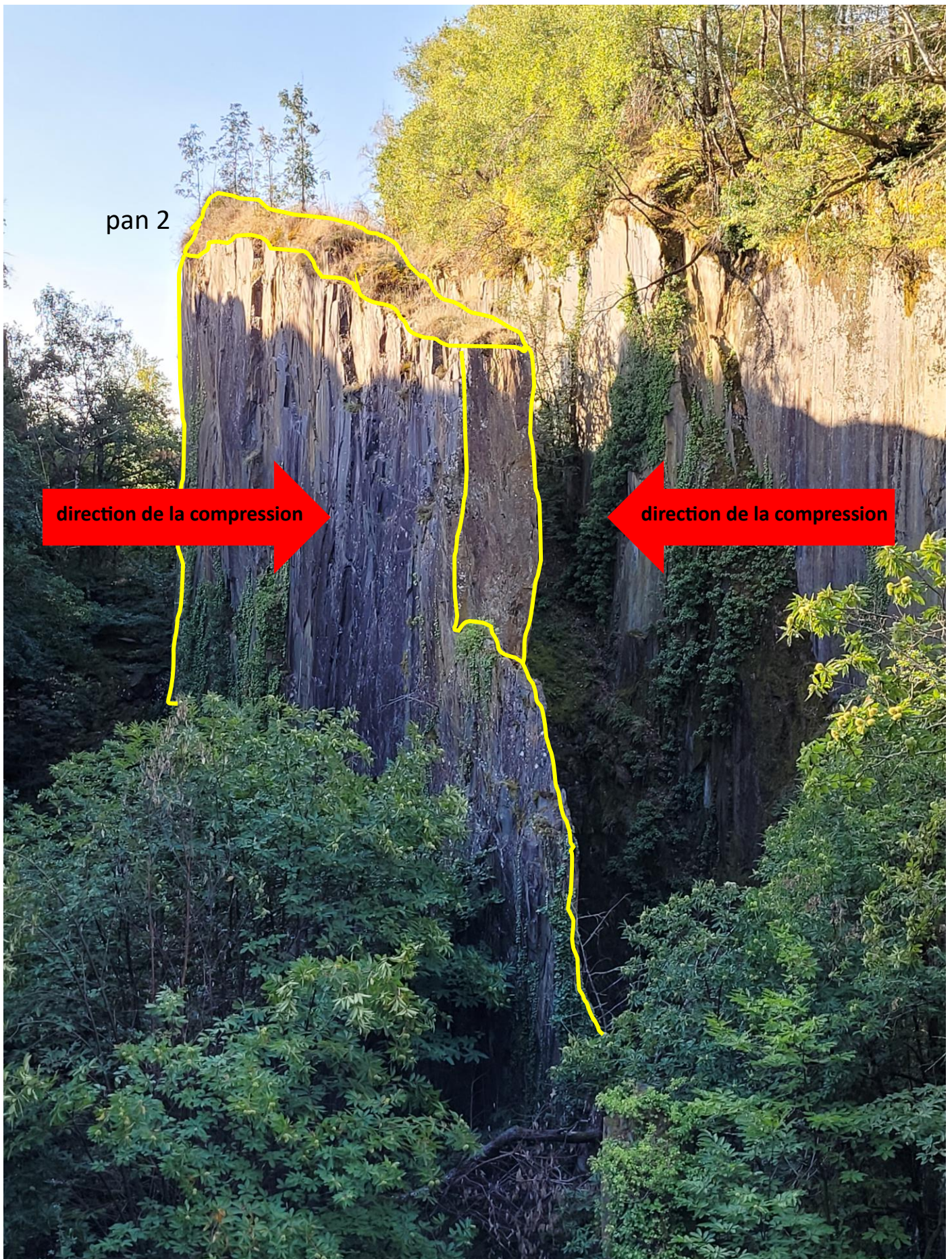
Un « pan » correspond donc à une couche verticale qui n'a pas été exploitée, on pourrait presque dire un « stérile » pour la bonne et simple raison qu'il est trop riche en filons et filonnets de quartz.

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, elles, 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

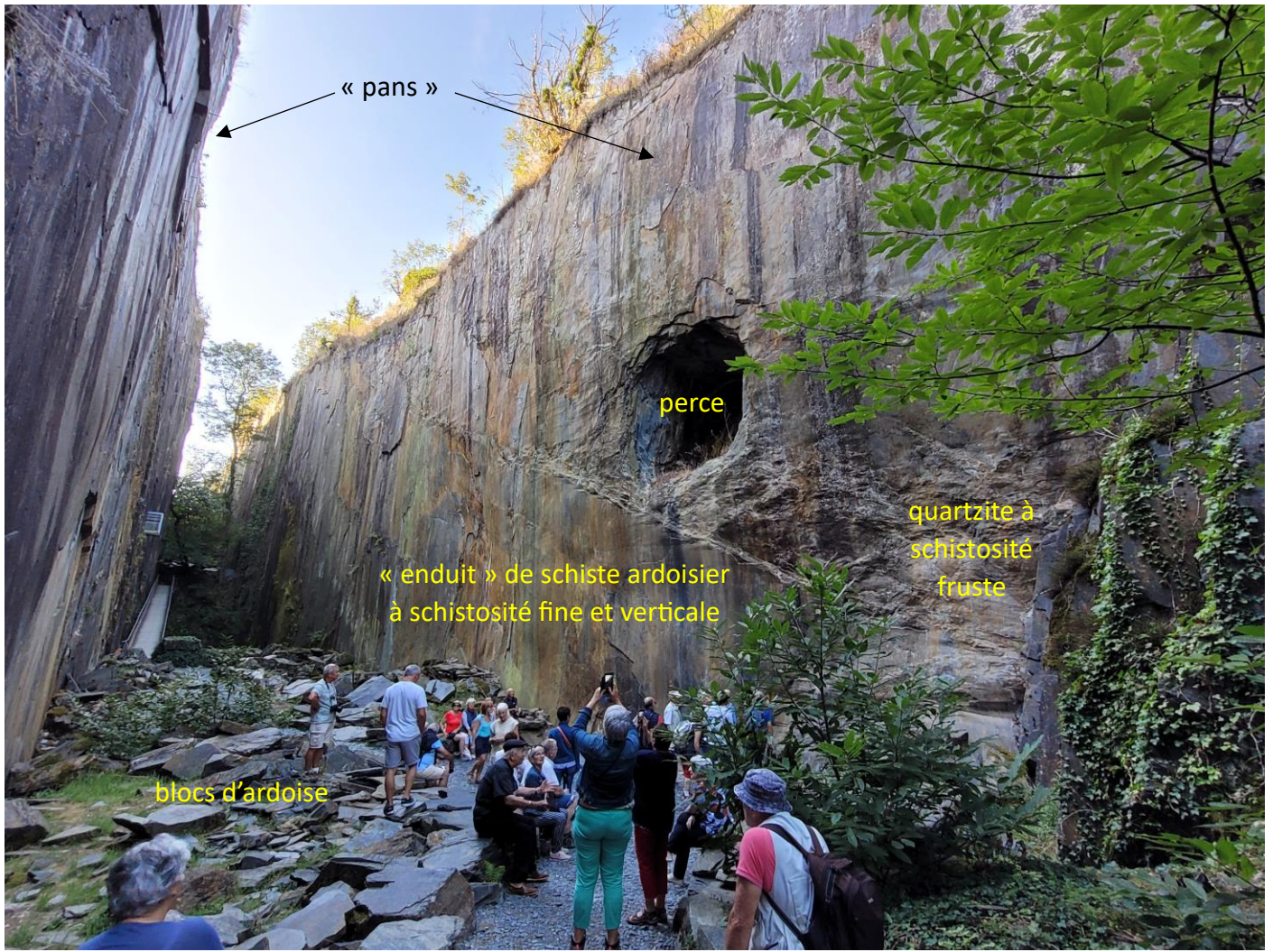


Filon de quartz vertical en limite d'un « pan »

Le premier filon ardoisier de la Puyboene permet de faire de nombreuses observations.



Perspective sur le filon ardoisier de la Puyboene





Le groupe de l'AVG dans le filon ardoisier de la Puyboene avec son guide

Sur les parois du filon ardoisier, on peut voir parfois de nombreuses lentilles ou filons de quartz appartenant aux « pans » de quartzite qui les délimitent et des surfaces portant une schistosité de crénulation très fruste.



Filons de quartz sur une paroi de filon ardoisier



Schistosité de crénulation fruste à la base d'un « pan » de quartzite

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

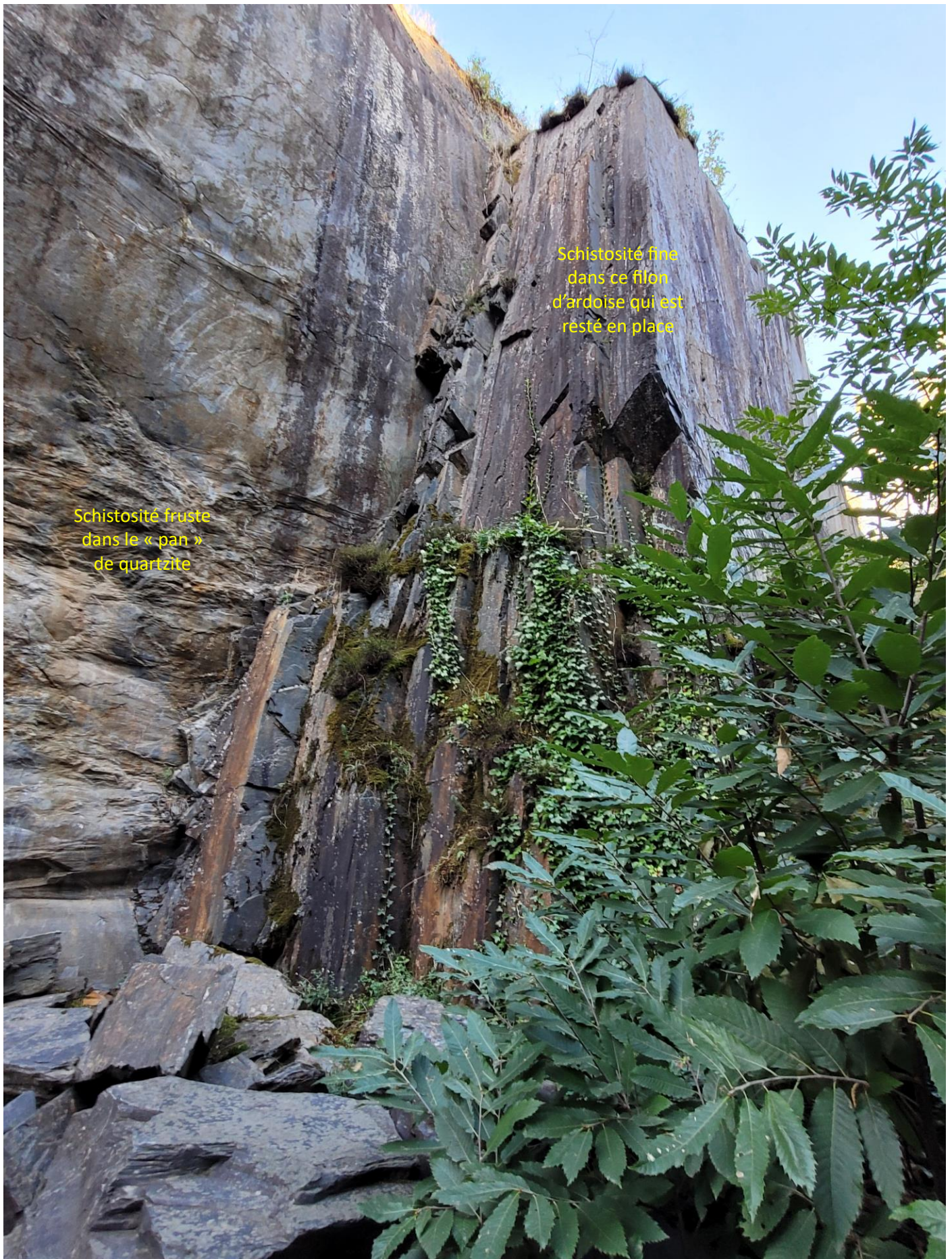
Toujours sur les parois de la tranchée, on peut aussi observer une linéation horizontale marquée par des ondulations de largeur et d'amplitude variable, elles-mêmes portées par des surfaces ondulées, mamelonnées plus amples, courbes et qui semblent parfois se couper.

Ce plan de la paroi se trouvant à la limite quartzite du « pan » - ardoise du filon, l'ensemble de ces figures de sédimentation fait penser à des ripple-marks linguoïdes.









Schistosité fine
dans ce filon
d'ardoise qui est
resté en place

Schistosité fruste
dans le « pan »
de quartzite



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 « boutefeu » 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.





Trous de forage verticaux et horizontaux sur la paroi d'un « pan »



Résultat d'un tir raté !





Grue exposée 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 « tailleur ») 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.



Son perçage

Si on ne pouvait pas percer l'ardoise, alors on pratiquait deux encoches sur les côtés, toujours avec le poinçon du « taillant », pour pouvoir la maintenir sur le toit avec des crochets.



Ardoise en ogive avec ses deux encoches



Rebut d'ardoises en ogive



Présentoir montrant 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 faîtage.

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.



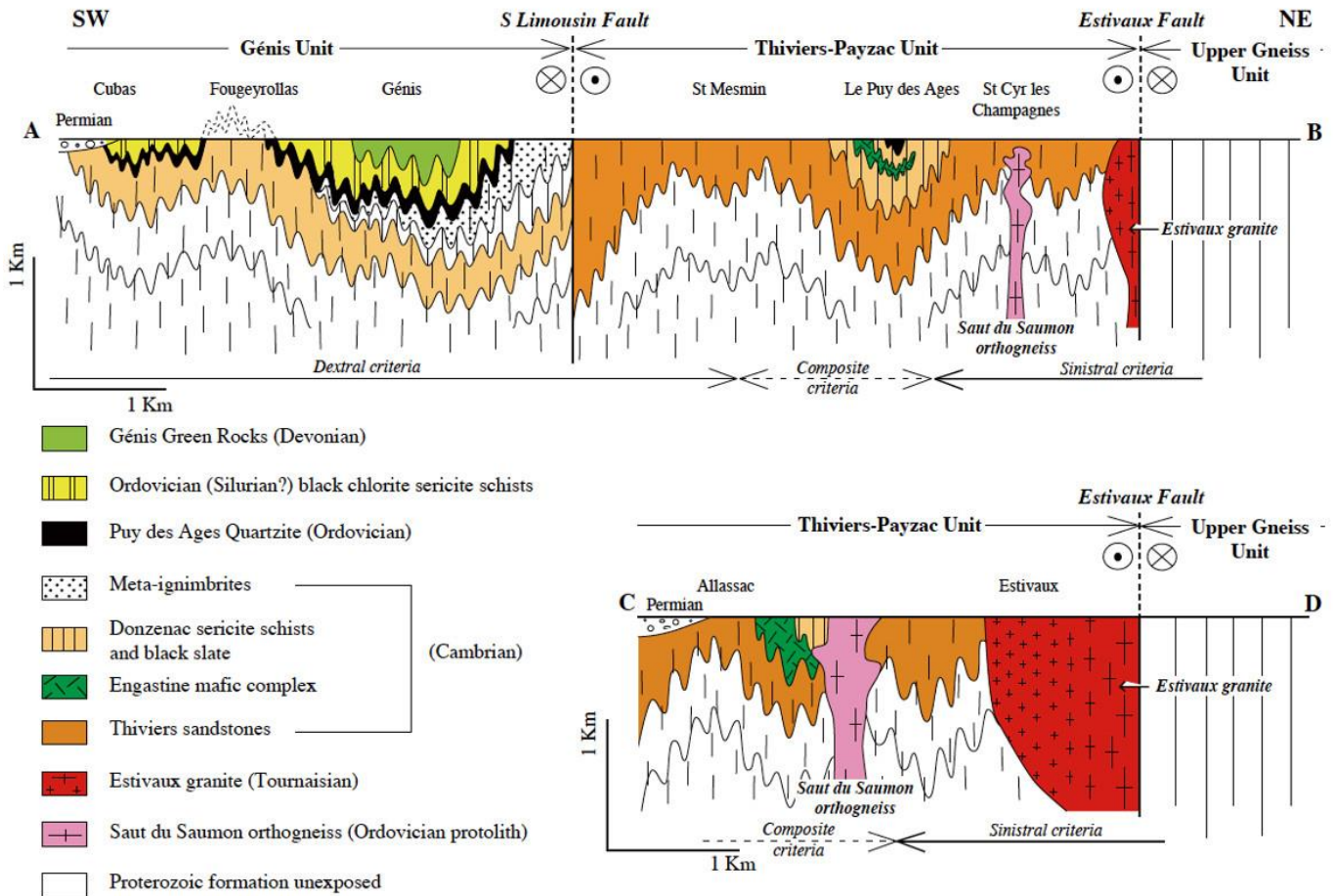
Escalier descendant le long de la paroi d'un « pan » et menant au musée



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 tranchée avait été libre d'accès, on aurait pu y voir, au plafond et par la tranche, l'ardoise débitée en feuillets verticaux par les plans de schistosité.



Coupes des unités de Thiviers-Payzac et de Génis montrant une foliation subverticale formée lors du jeu sénestre du décrochement d'Estivaux

(d'après Roig et al. , 1996)

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-tectonique-metamorphisme.xml>

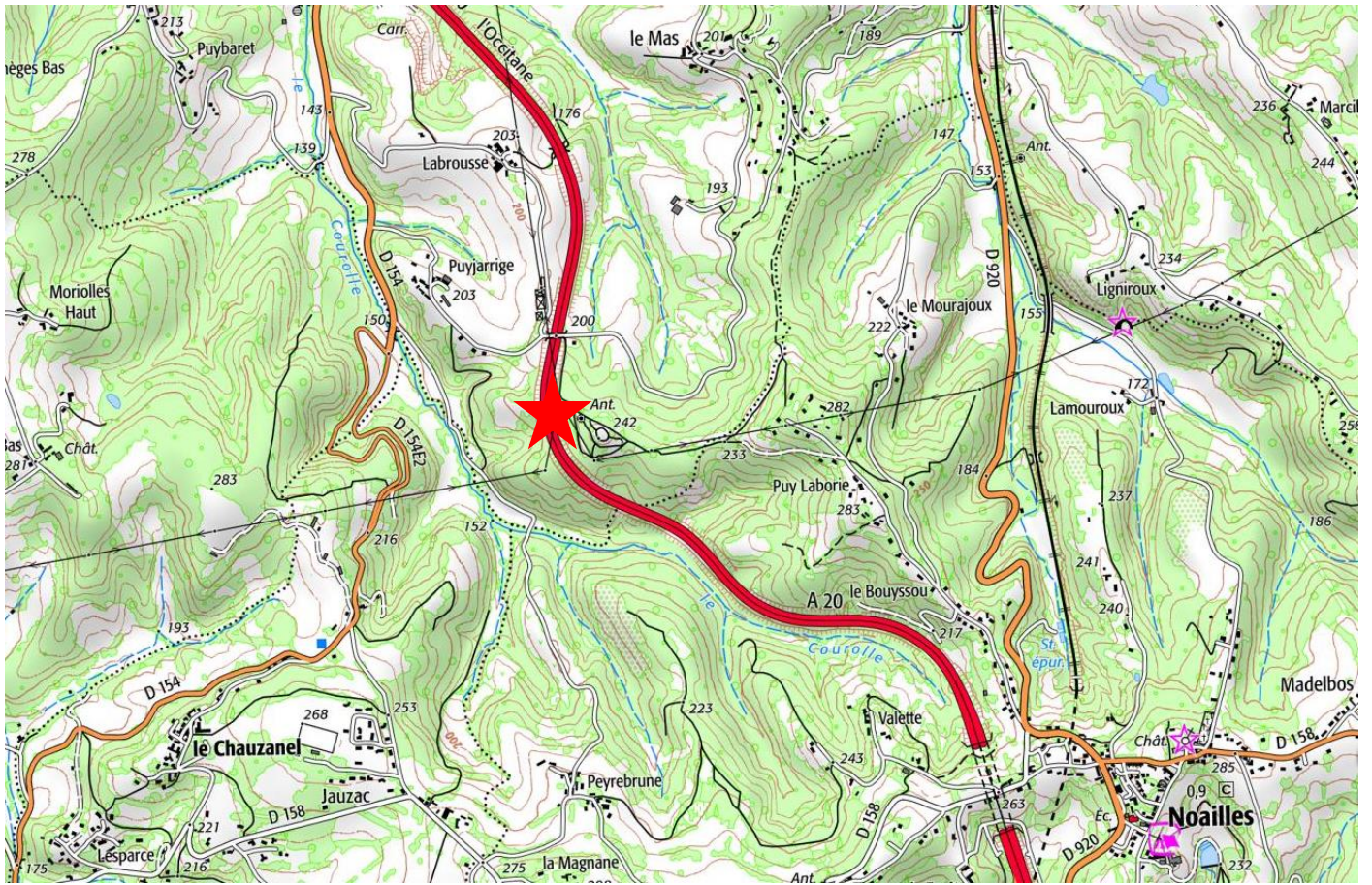


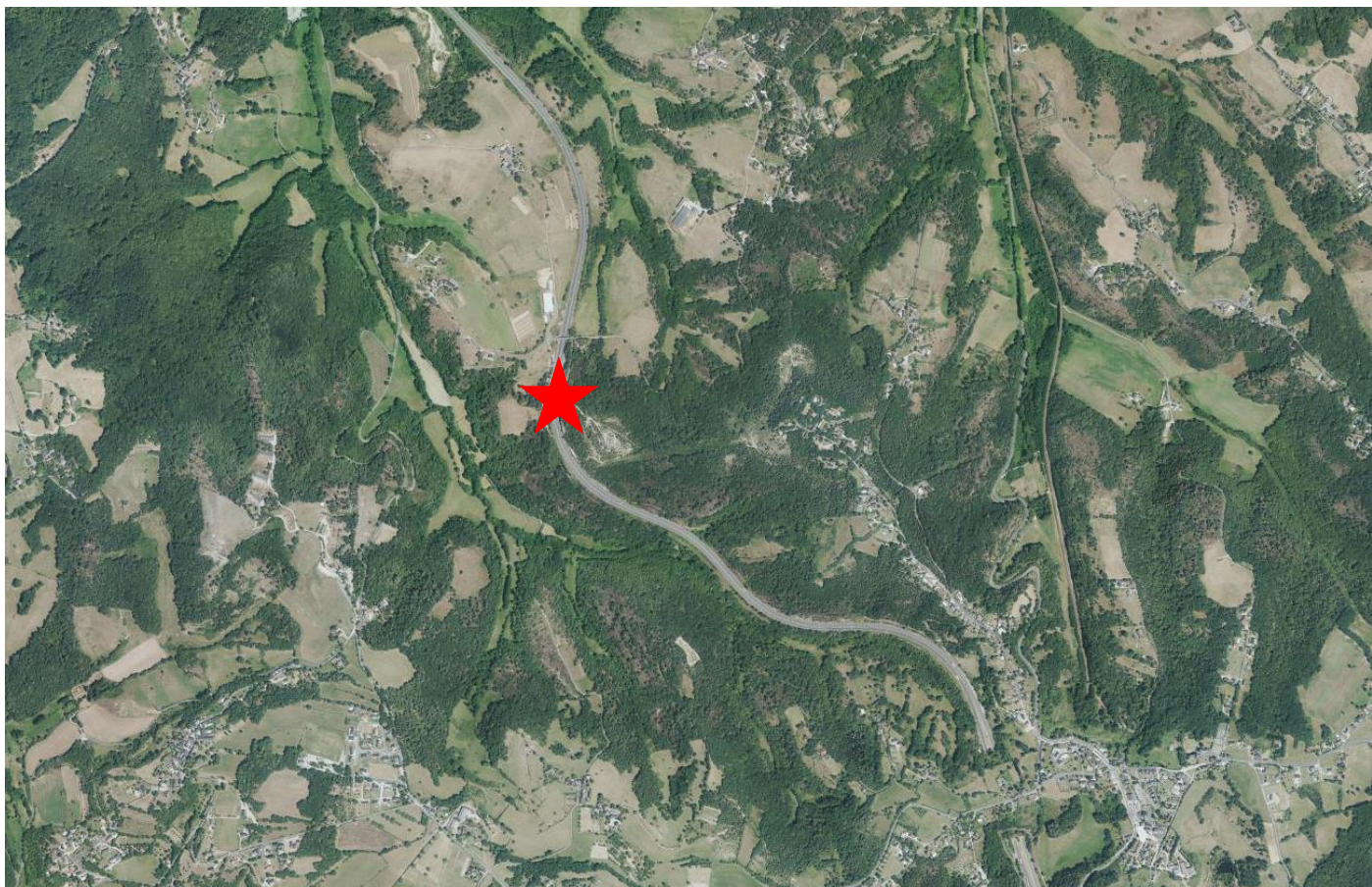
Murs de soutien de la butte ardoisière

En revenant sur Brive, on emprunte l'Occitane.

Dès le Sud de Brive, on quitte les terrains du Permien pour entrer dans les terrains triasiques.

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 (rouges et verts) 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 - Meysac (Document Géoportail)



La faille de Puyjarrige (Google Map)

Analyse de la faille

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 ci-dessous, 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 probablement de la phase tectonique pyrénéenne tertiaire selon certains auteurs, phase de compression s'exerçant 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 Armoricain 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.

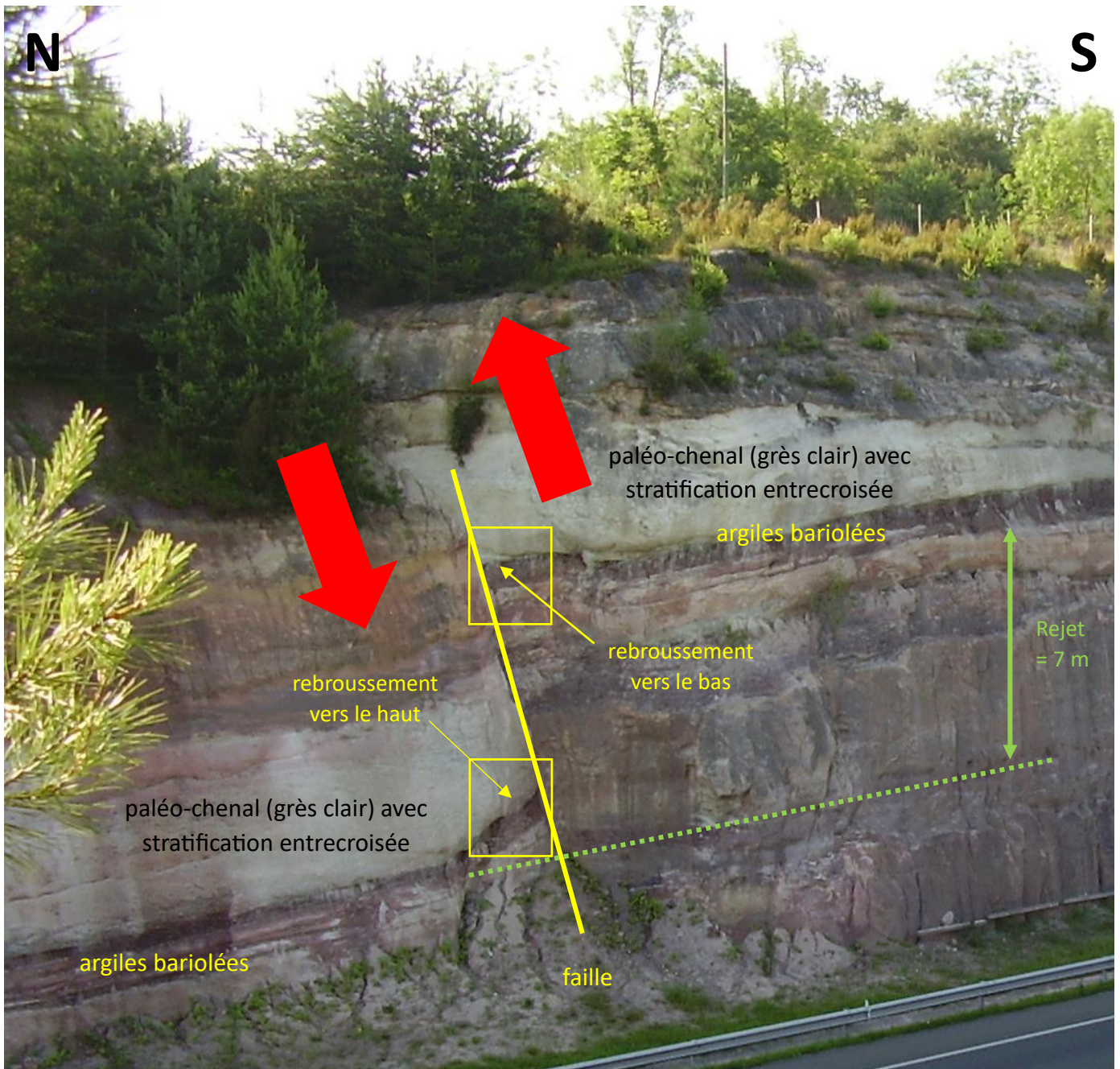
Parallèlement, la Pangée éclate. De nombreux rifts continentaux se forment, associés à une intense activité volcanique qui libère dans l'atmosphère de grandes quantités de CO₂. Il en résulte une augmentation de l'effet de serre responsable de la dilatation de l'eau de l'Océan mondial, de la Panthalassa.

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 (préférentiellement accompagné par les argiles) par les rivières jusqu'à la mer. Inversement, pendant les saisons sèches, le fer était fixé dans le sol sous forme de sesquioxydes de fer.

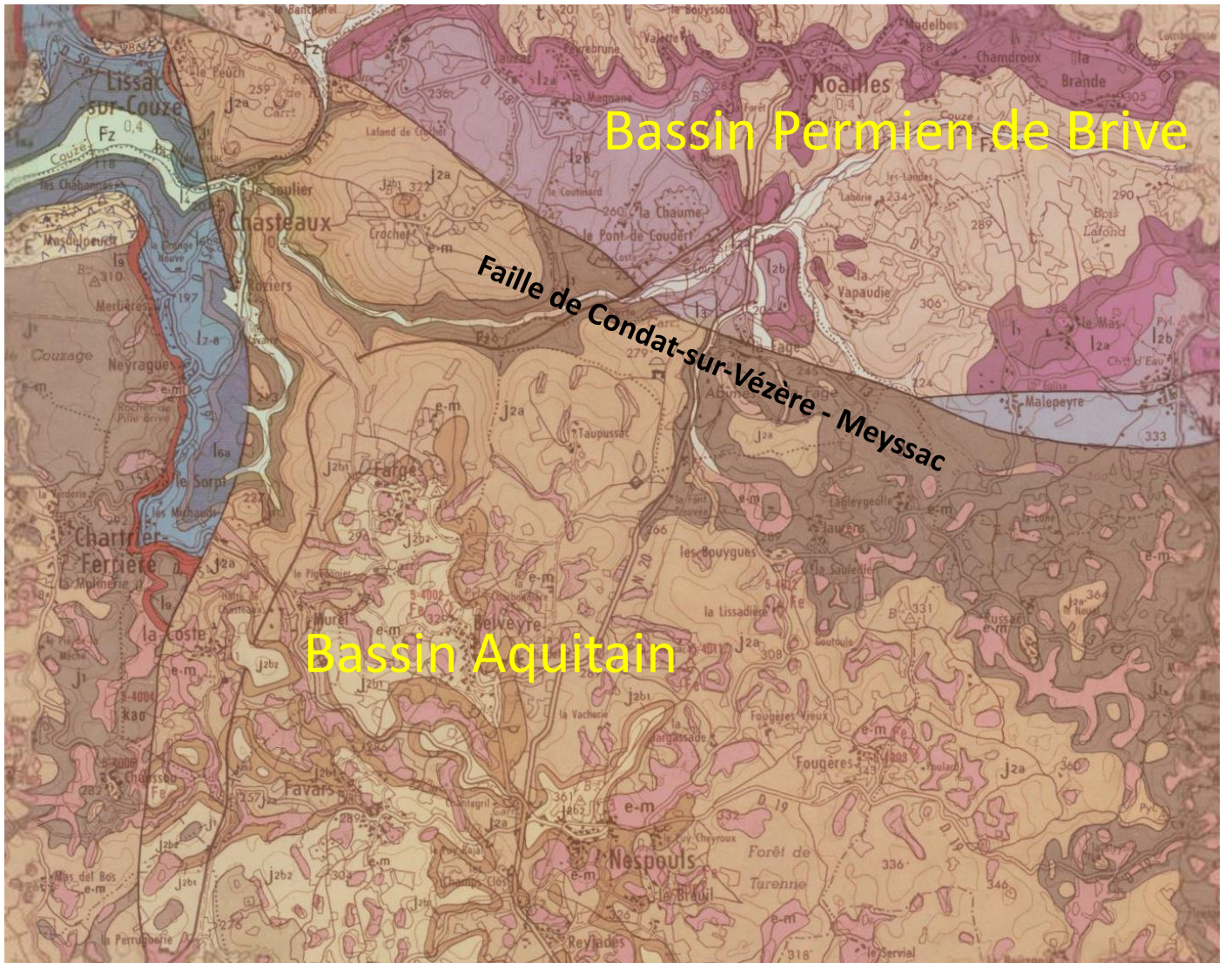
Si les dépôts dans le Bassin de Brive à la fin du Permien ont été grossiers comme on le verra à l'arrêt 3, ici, au début du Trias, ils sont très fins, preuve que la chaîne varisque est alors complètement arasée.

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 !



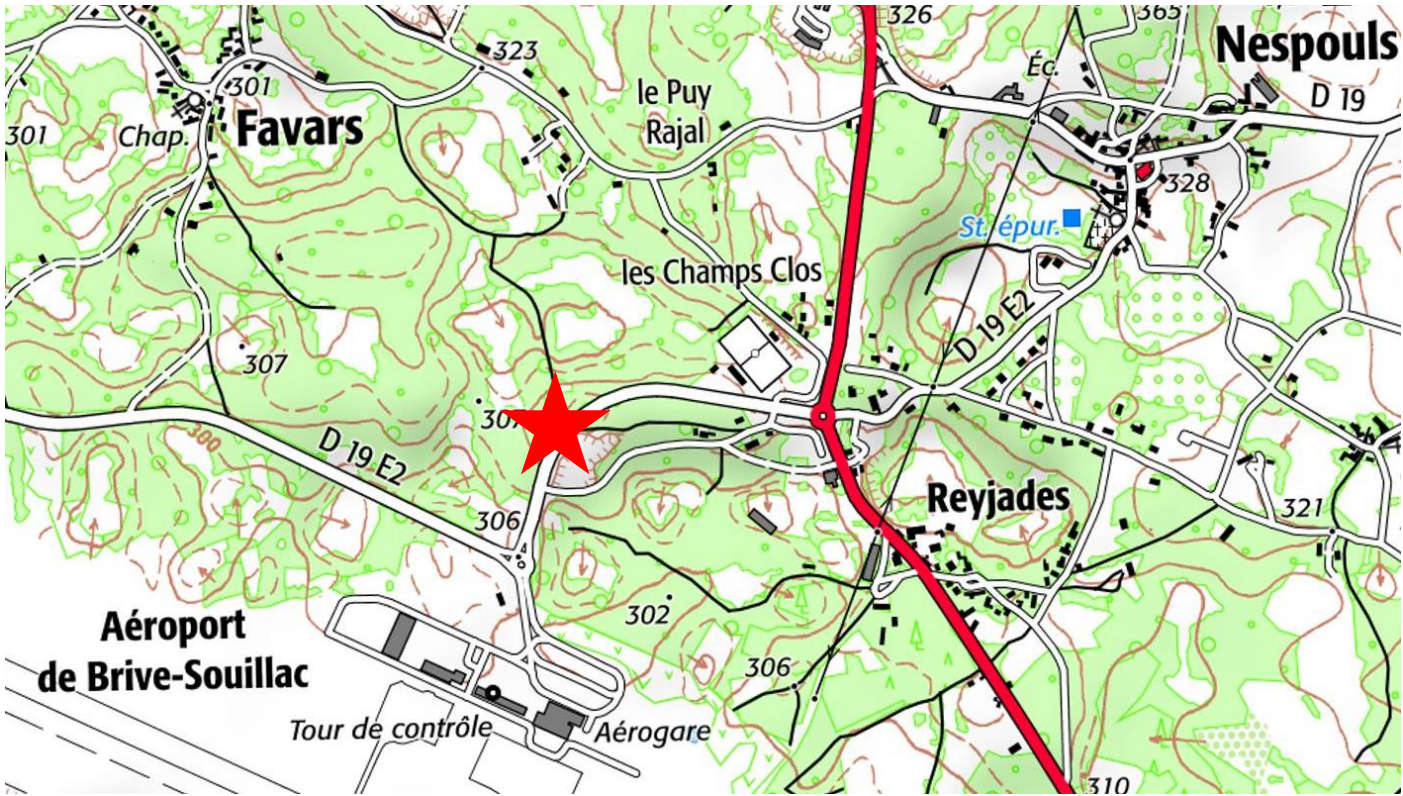
Interprétation de la faille de Puyjarrige

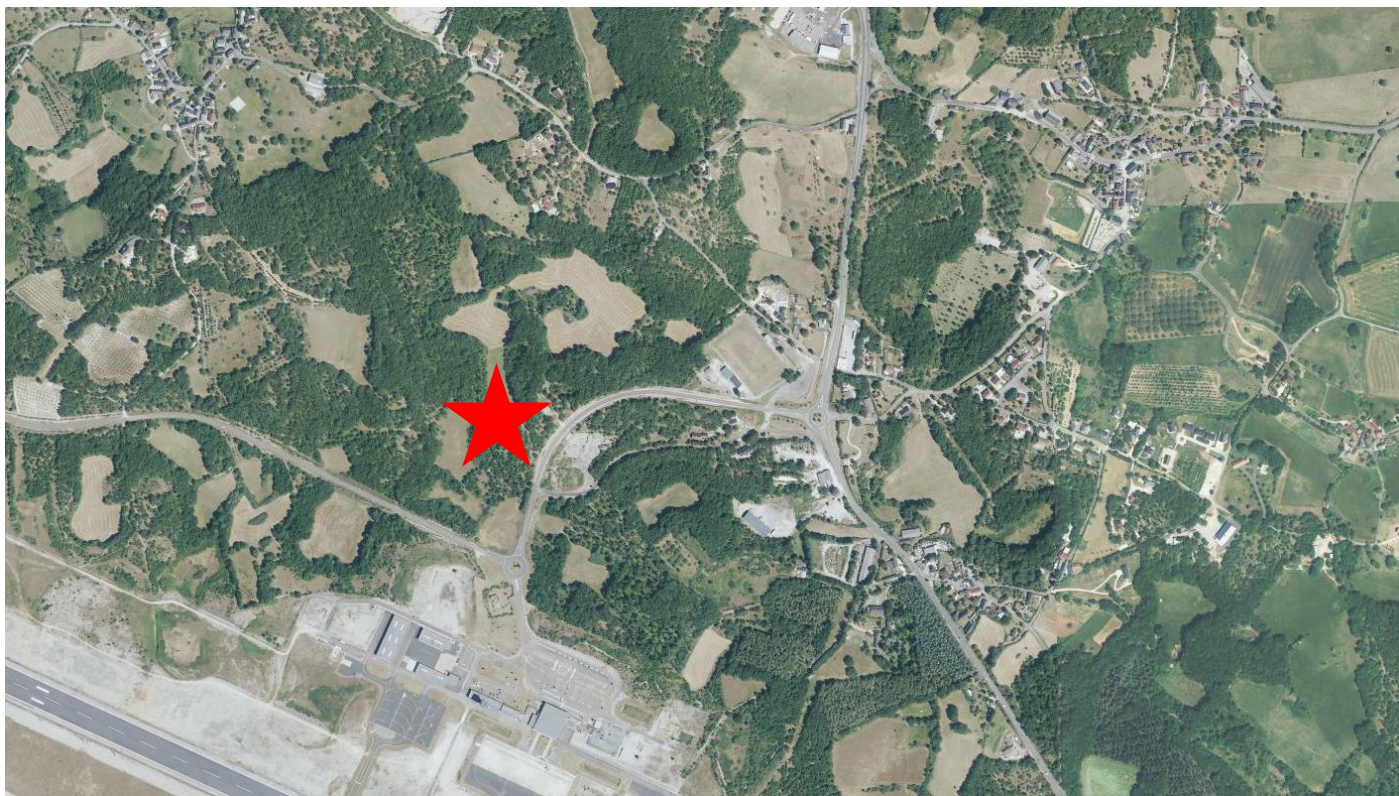
Après la faille de Puyjarrige, on traverse des terrains plus jeunes du Jurassique inférieur (Hettangien) puis on quitte définitivement le Bassin de Brive en franchissant la grande faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac. On entre alors vraiment dans la bordure orientale du Bassin Aquitain constituée de 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.



Arrêt 2 : L'ancienne carrière de Reyjades à Nespouls près de l'aéroport de Brive, aujourd'hui site géologique de Puy Pialat







Localisation de la carrière de Reyjades (Document Géoportail)

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...



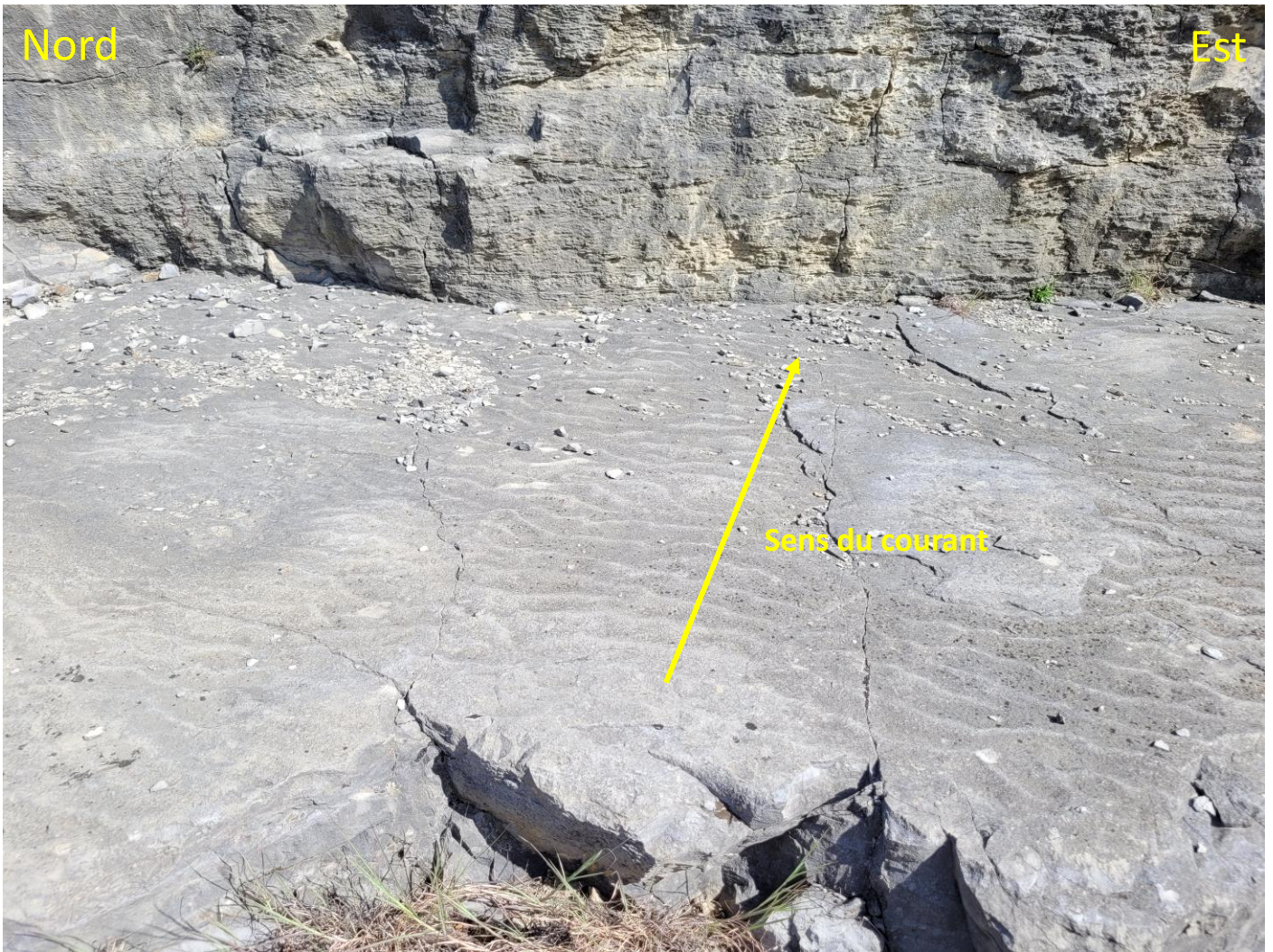
Mud-cracks (Photo Guy Chantepie)

... 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.

Les ripple-marks (ou rides de courant), que l'on peut observer de nos jours sur les plages de l'Atlantique, sont caractérisés par une forme asymétrique avec une pente douce du côté d'où arrive le courant et sur laquelle les grains de sable roulent et s'usent et une pente raide 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.

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.



Ripple-marks asymétriques



Les mêmes vus de profil

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'éporelief.

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.





Ripple-marks symétriques (*rides d'oscillation*)

Sur le petit front surmontant le banc à ripple-marks, on peut également observer des **figures de stratification entrecroisée**...





Figures de stratification entrecroisée

... que l'on retrouve ailleurs sur le site.



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 de quartz ou d'un fragment, voire d'une coquille entière de Gastéropode.

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, de Cyanobactéries par exemple. 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 (peut-être !) également représenter des petits oncolithes ou 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.



Oncolithes, Stromatolithes, figures de recristallisation (?) dans une fracture



Oncolithes, Stromatolithes, figures de recristallisation dans une fracture ?

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. Son analyse 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.



« Sidérolitique » plaqué contre une paroi limite de fracture dans le calcaire

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'érosion 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 (et donc sous un climat de type tropical) s'installe sur la région au sens large ; puis se déposent les calcaires du Jurassique moyen (ceux de la 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, donc le socle cristallin, ont été alors 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.

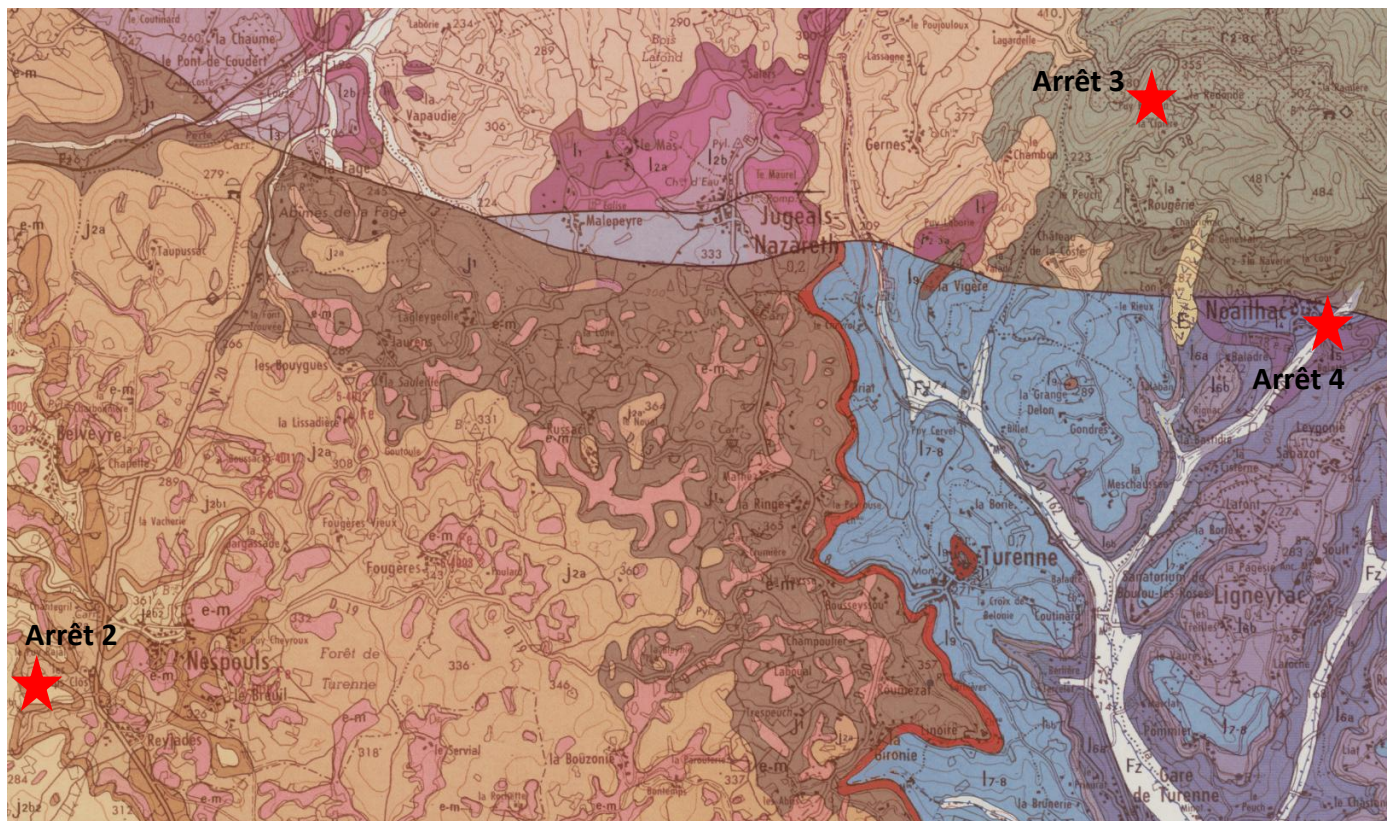
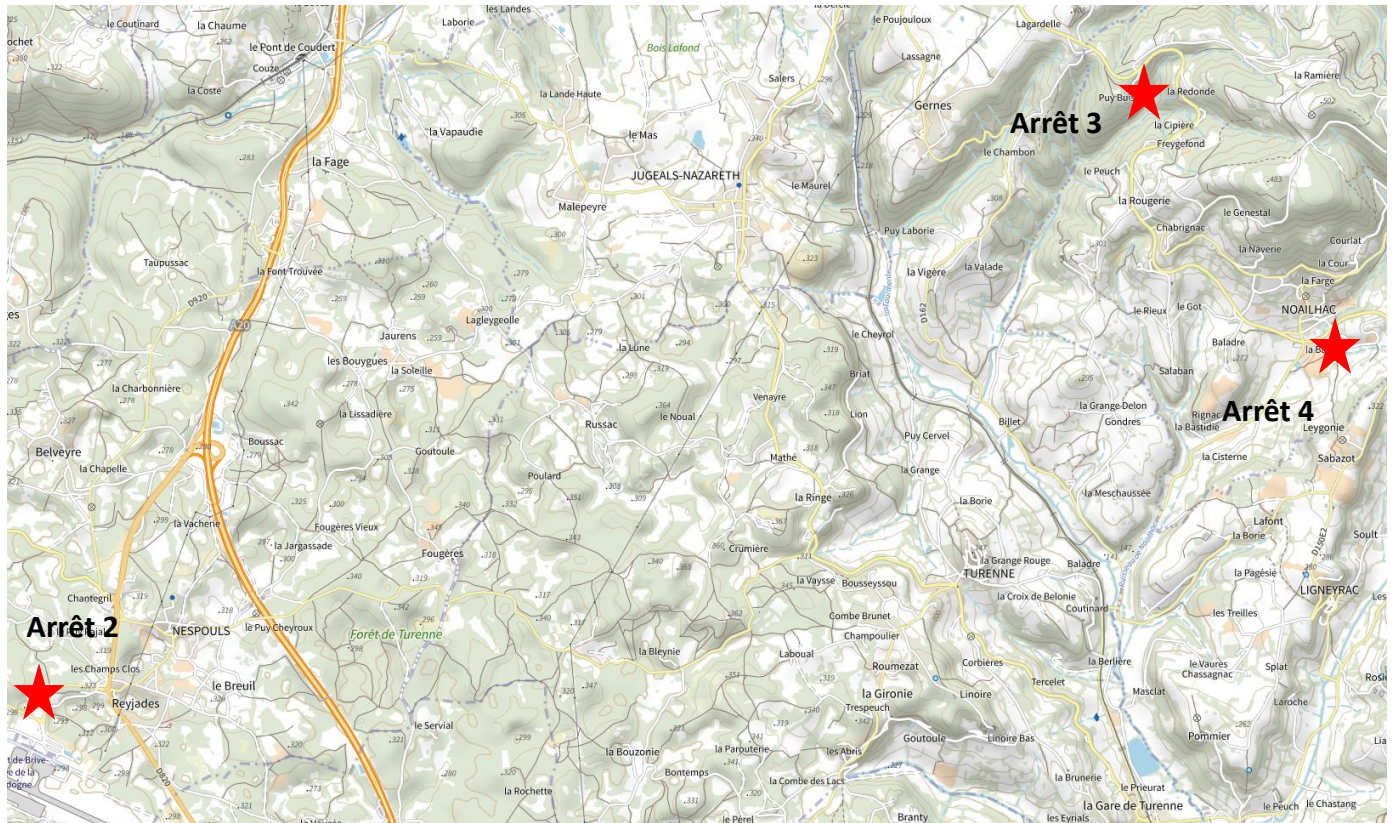
Il y a alors reprise de l'érosion des terrains cristallins du Massif Central mais aussi de tous les terrains qui se sont déposés au Crétacé supérieur, également à l'air libre.

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 dissous et emporté par l'eau et se développe à leur surface un relief karstique.

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 ceignent 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 pisolites de fer... Ainsi se forme le « **sidérolithique remanié** » complètement allochtone comme ici à Nespouls.

Arrêt 3 : Les Grès permians 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 devenu beaucoup plus chaud et humide (voir l'arrêt de 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, la Pangée est en extension) provoquent périodiquement des phases d'érosion, de décapage de ces profils latéritiques.

Les produits sont alors transportés 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.

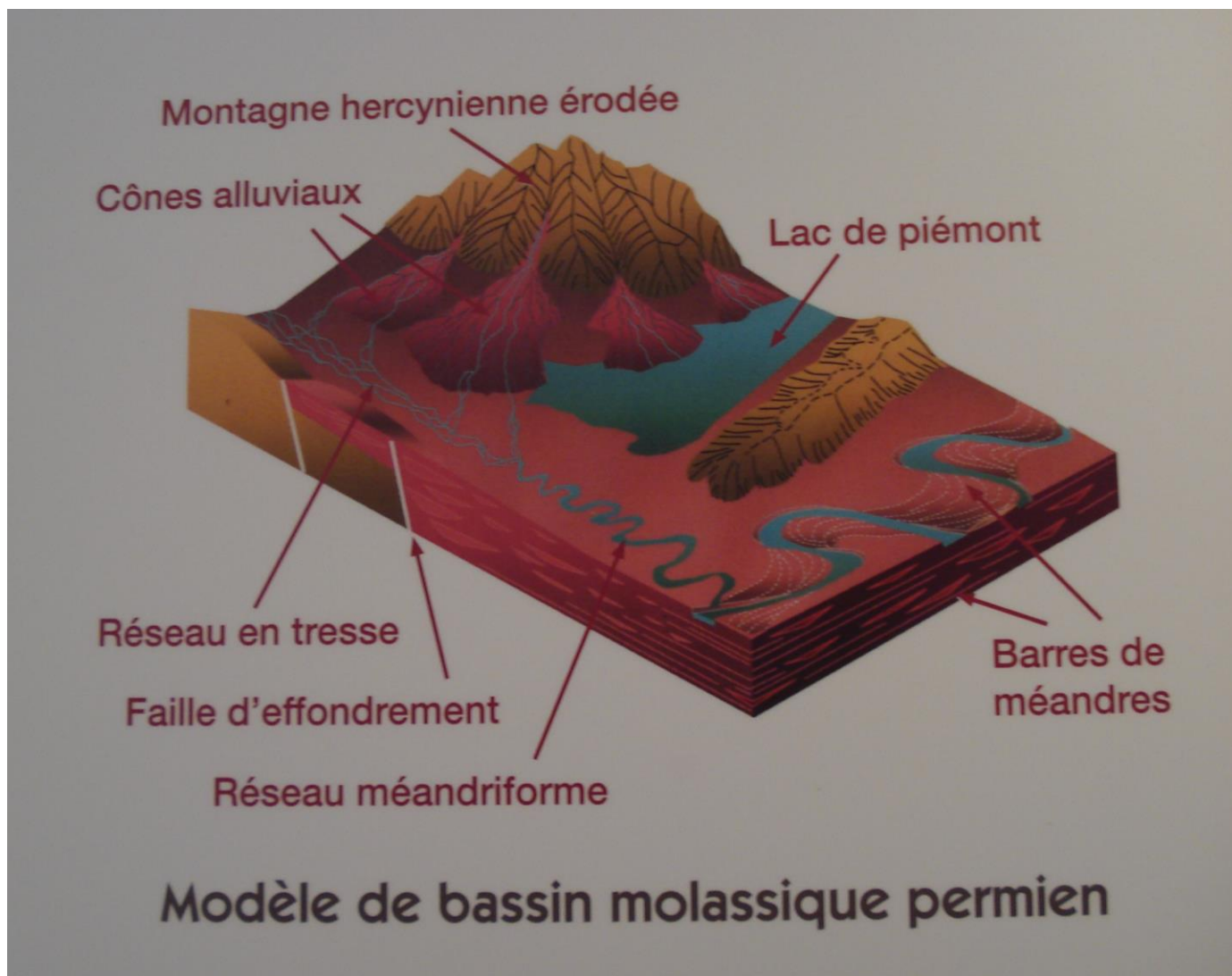
L'essentiel du remplissage détritique du Bassin de Brive, au Permien, est constitué de graviers, de sables et de boue colorées en rouge par les oxydes de fer fortement liés à l'argile et surtout à la kaolinite. Ce sont les argiles qui vont servir de ciment à ces « grès » permien.

Dans ce bassin, il faut par conséquent imaginer tout un réseau de chenaux en tresses qui pouvaient changer de cours, ravine des dépôts préexistants ce qui explique les dépôts qui se chevauchent et les stratifications entrecroisées, les discontinuités.

Les variations verticales de granulométrie traduisent des 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, et ne montrant que des chenaux sur toute leur épaisseur ne peuvent s'expliquer que par un enfoncement progressif et saccadé du fond.

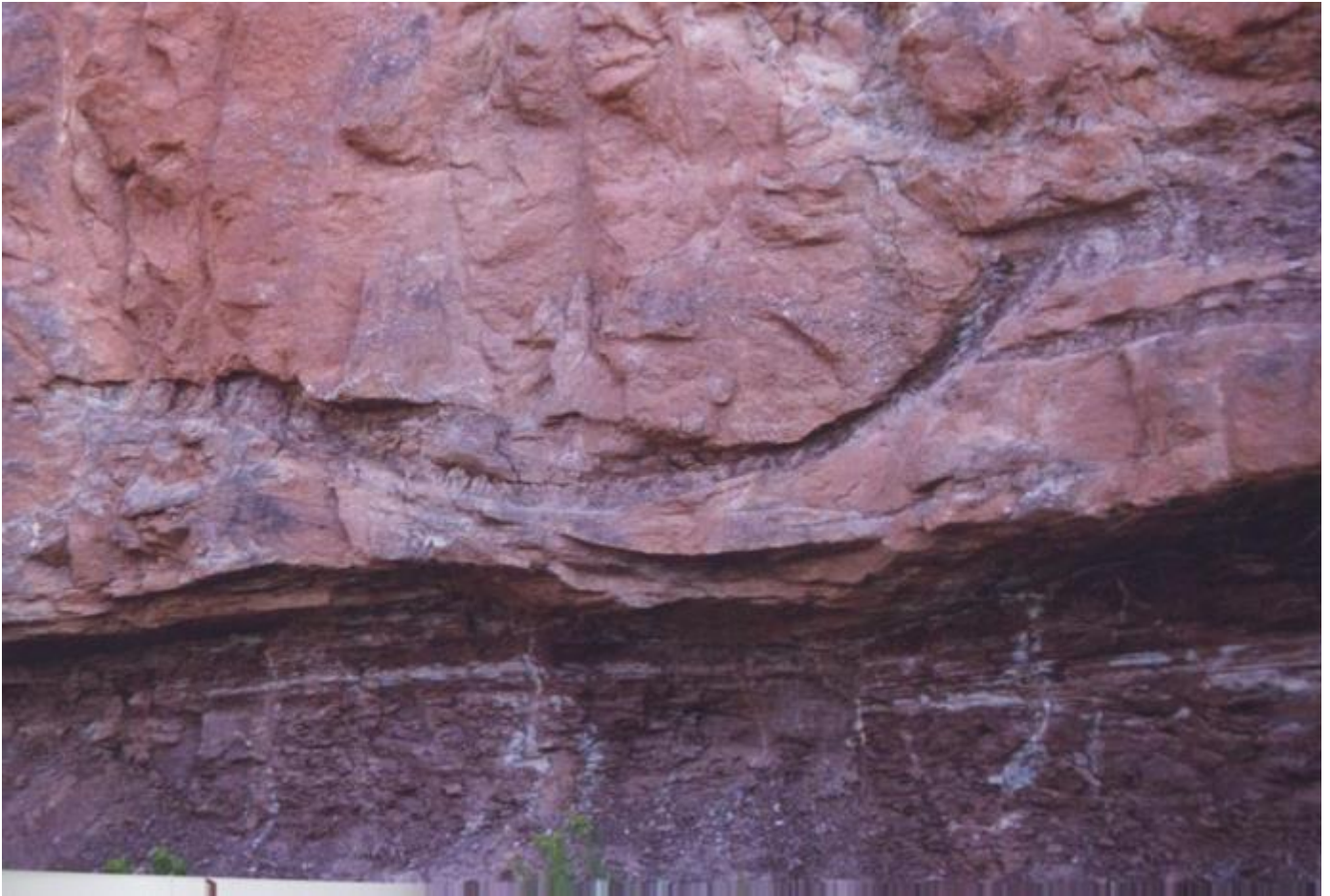
C'est pour cela aussi que la stratigraphie du Permien de Brive demeure mal définie, l'alimentation du bassin se faisant de plus par de multiples zones d'apport.



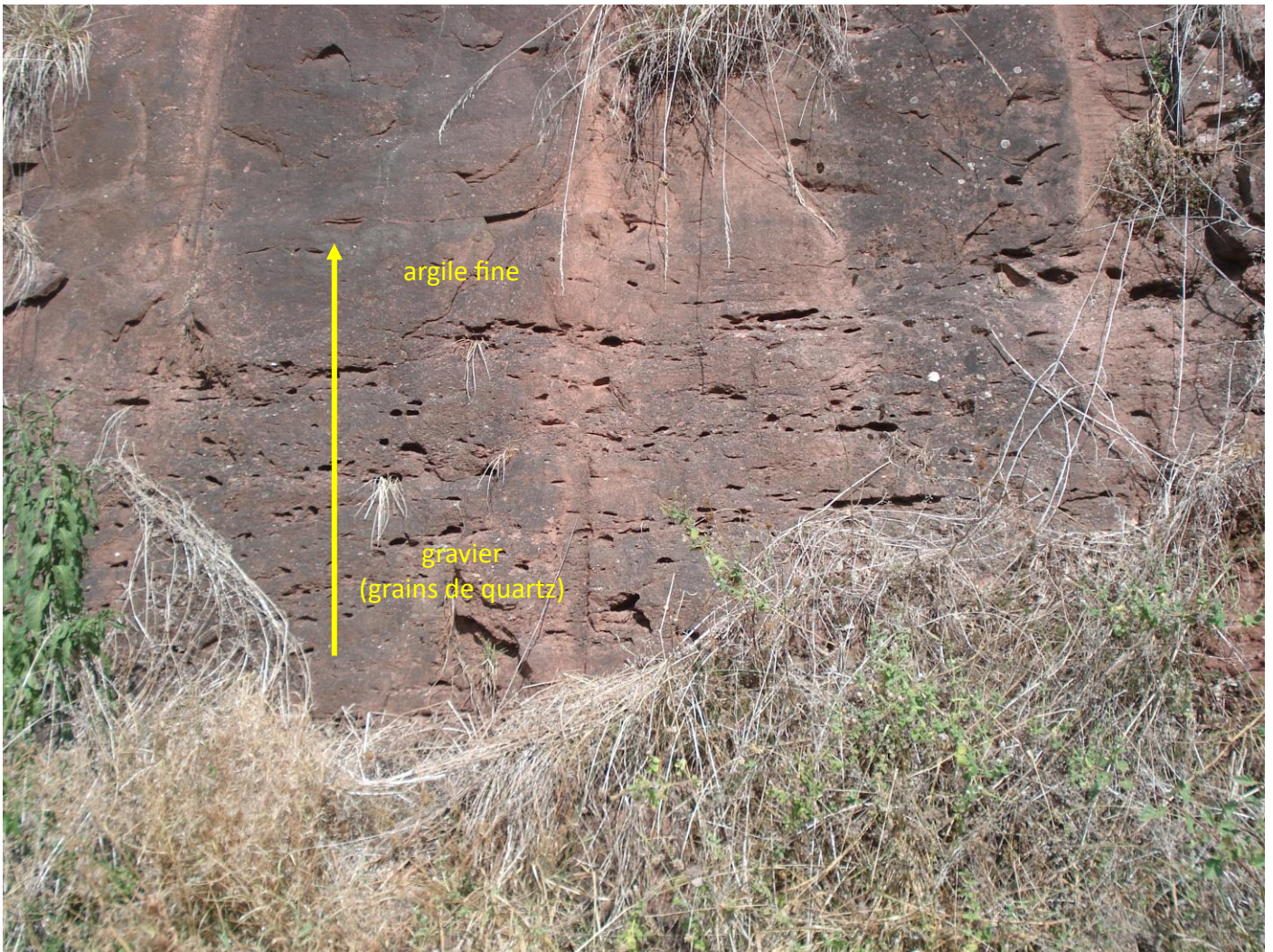
Panneau de l'éco-Musée de Noailhac illustrant la paléogéographie du Bassin de Brive au Permien



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 ces niveaux argileux, si l'on fait bien attention, on peut encore distinguer des alternances de bandes de matériel très fin, silteux, et des bancs de matériel relativement plus gros : limoneux-sableux ou à graviers, voire à cailloutis



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 éco-musée de Noailhac (**arrêt 4 suivant**) expose, entre autres, quelques-uns de ces fossiles.

En cours de route, la butte à calcaire oolithique du Bajocien de Turenne facilement reconnaissable dans le paysage à sa forme en locomotive.



La butte de Turenne dite la « locomotive »

Arrêt 4 : Noailhac

- Visite du musée de géologie

Noailhac, situé sur la faille de Condat-sur-Vézère - Meyssac, entre grès et calcaire, propose son espace 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.

L'Espace présente 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.



Le groupe devant le Musée

Noailhac

Son sous-sol et la faille de Meyssac



Le sous-sol du Limousin est essentiellement constitué de roches métamorphiques et granitiques mises en place lors de l'orogénèse varisque (ou hercynienne).

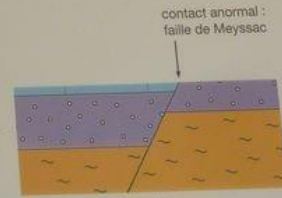
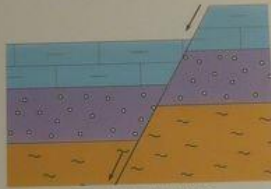
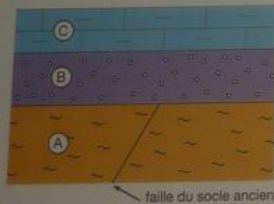
Seul le sud-ouest de la Corrèze présente trois ensembles structuraux :

- A : le socle varisque ancien;
- B : le bassin permo-triasique de Brive (débris de l'érosion déposés en zone de piémont);
- C : le causse jurassique, formé de sédiments marins (à partir de 180 millions d'années).

B et C sont séparés par la faille de Meysac. Bien que discrète dans le paysage, la faille de Meysac est un accident tectonique majeur.



Tracé de la faille de Meysac



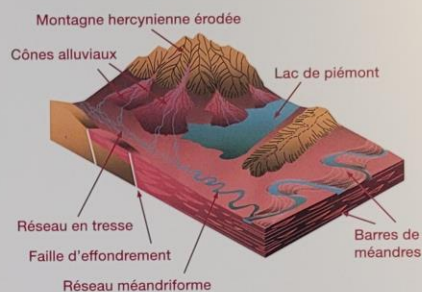
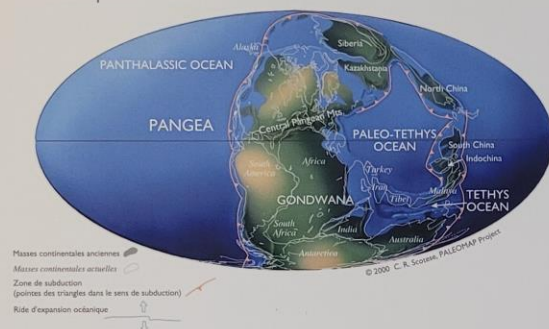
érosion



Noailhac au permien

Notre sous-sol s'est mis en place sous d'autres latitudes !

Permien Supérieur 255 Ma



Modèle de bassin molassique permien

Au fil des millions d'années, l'apparence de la surface terrestre a évolué sous la dépendance de la tectonique globale (tectonique des plaques).

Les masses continentales et océaniques se sont déplacées et, au permien, Noailhac était proche de l'équateur, dans la chaîne de montagne centrale du supercontinent nommé « la Pangée ».

Le climat rude y provoquait l'érosion et l'altération des roches avec oxydation du fer donnant une teinte rouge aux sédiments détritiques.

Dans ces conditions de milieu, il n'y a pas de couches continues (strates) superposées mais un ensemble de lentilles se recoupant dans toutes les directions.

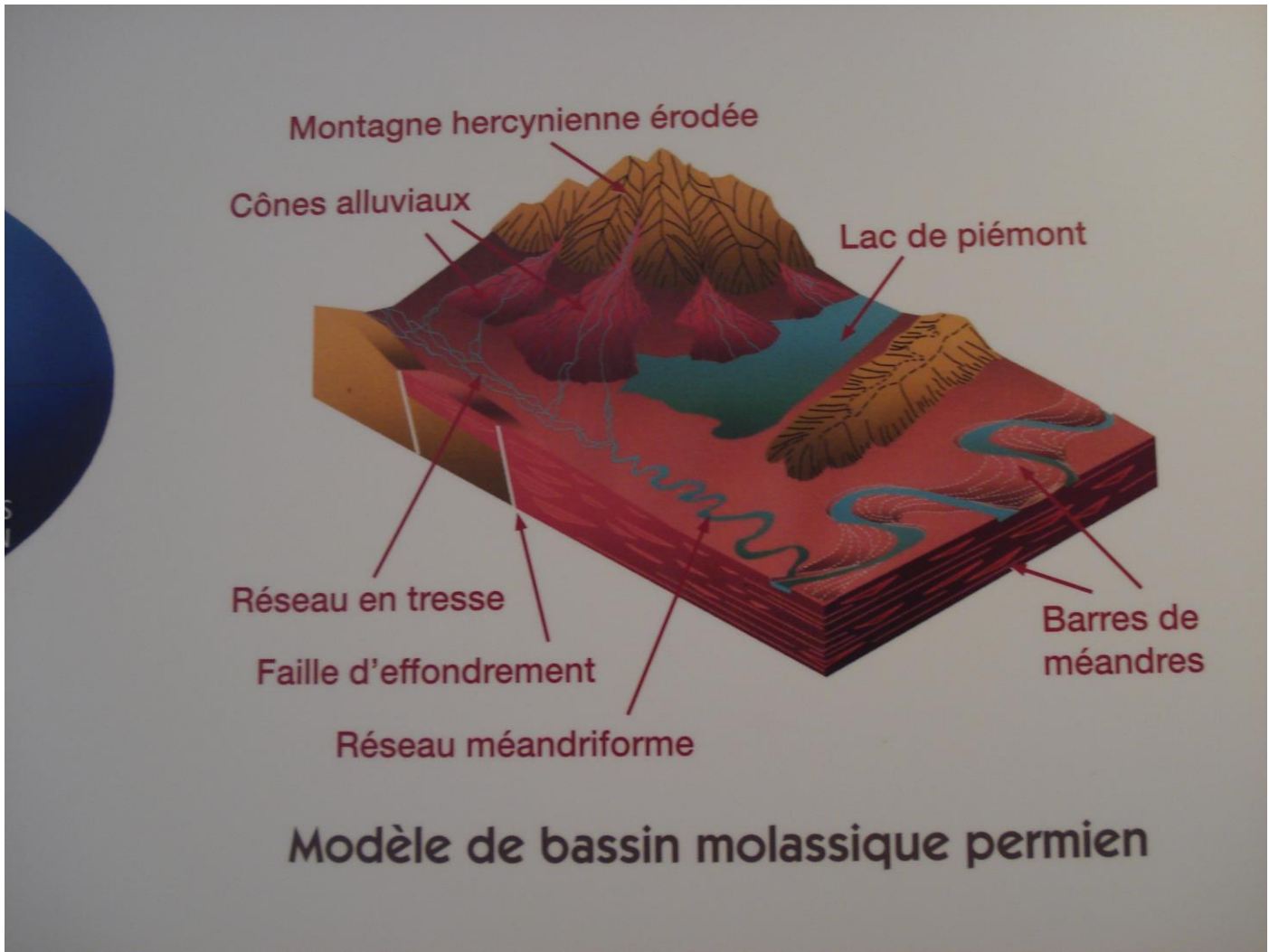
En réalité, sur les hauteurs, se développait une flore abondante, parfois emportée vers l'aval par des crues mais mal conservée dans des conditions peu favorables à la fossilisation.



Les rares fossiles et indices climatiques retrouvés dans les grès de Noailhac, témoignent des milieux de vie au permien : rameaux de Walchia, traces de pas de vertébrés tétrapodes, traces de fouissage, empreintes de gouttes de pluie.

D'autres sites fossilifères du bassin de Brive ont complété cet ensemble de vestiges de la vie au permien (voir vitrine)







Walchia (Photo Guy Chantepie)





**Empreinte pentadactyle d'un Tétrapode Stégocéphale Temnospondyle : *Limnopus zeilleri* ?
du Permien de Brive**

(Photo Guy Chantepie)

Il était voisin d'*Eryops* à vie amphibie qui possédait 4 doigts dans la main et cinq orteils dans le pied.

« *Eryops* était 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 microanatomie des longs os), il n'entraîna probablement pas en compétition fréquente avec les Synapsides. *Eryops* vivait dans des habitats de plaine, dans et autour des étangs, des ruisseaux et 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 d'*Eryops* était relativement raide et il avait une queue robuste, ce qui en aurait fait un nageur médiocre. Alors qu'ils se nourrissaient probablement de poissons, les *Eryops* adultes doivent avoir passé la plupart de leur temps sur terre ».

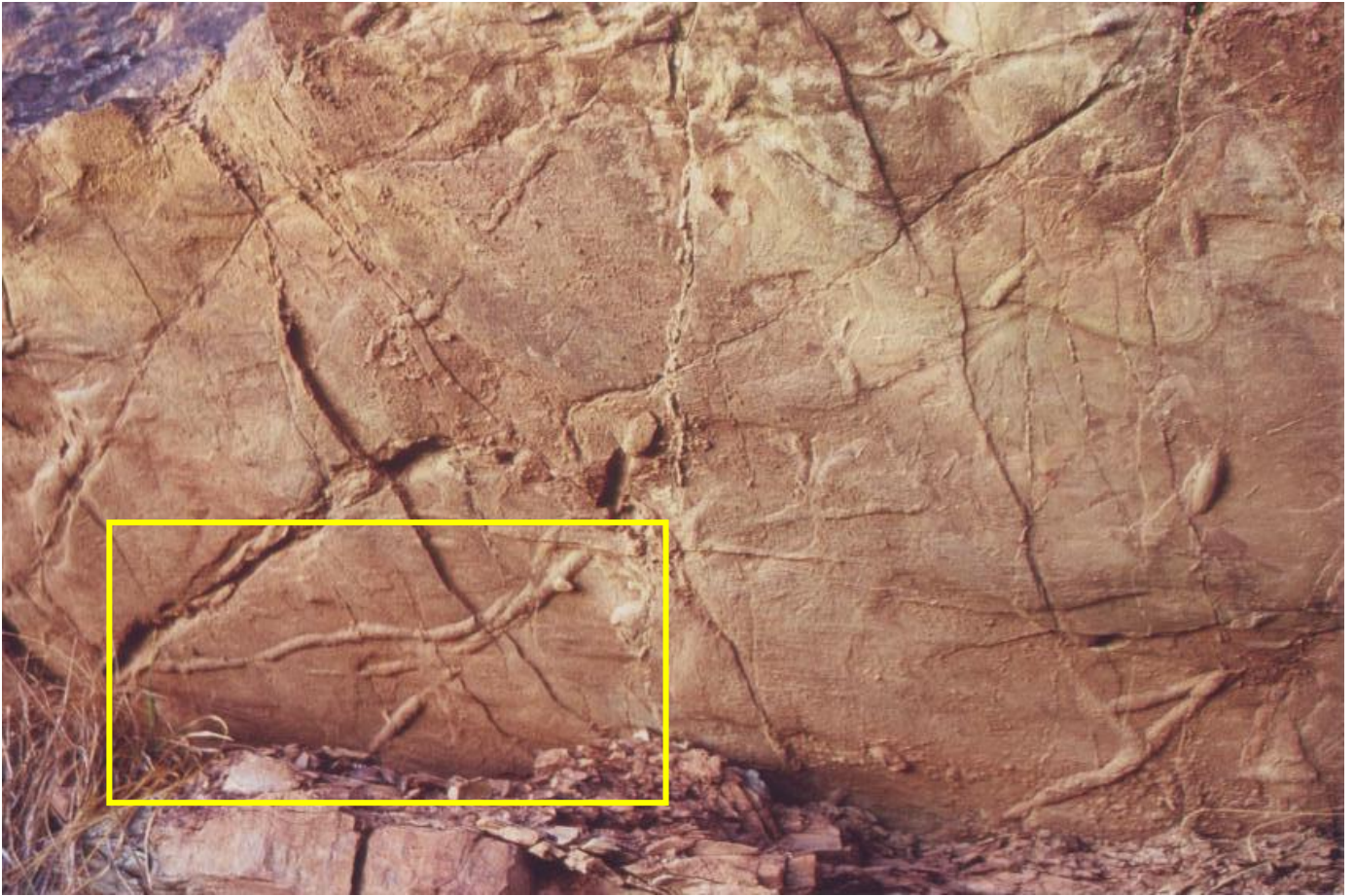
Comme d'autres grands Temnospondyles primitifs, les *Eryops* auraient grandi lentement et progressivement à partir de larves aquatiques pourvues de branchies externes, mais ils n'ont pas connu de métamorphose majeure comme de nombreux Amphibiens modernes. Alors que les adultes vivaient probablement dans des étangs et des rivières, ou se sont peut-être aventurés sur leurs rives, les juvéniles d'*Eryops* ont peut-être vécu dans des marécages, ce qui aurait peut-être offert plus d'abris contre les prédateurs.

Wikipedia

Les Synapsides, Vertébrés Amniotes, incluait au Permien les plus grands herbivores et carnivores terrestres et peut-être amphibiens dont *Dimetrodon*.



Eryops



Bioturbations : terriers ou traces de locomotion (recherche de nourriture ?)



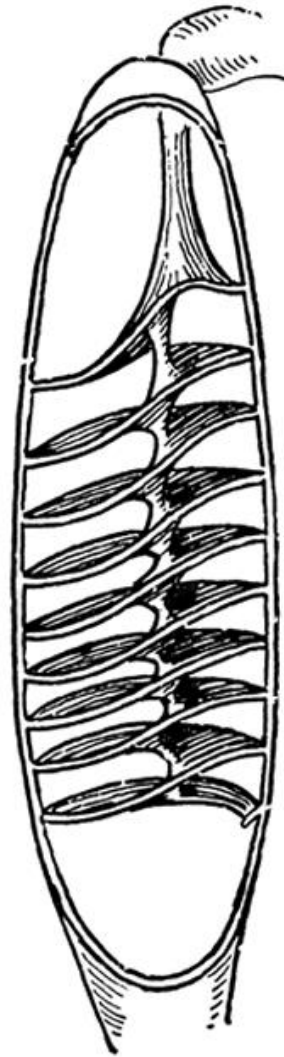
Coprolithe de Poisson (Photo Guy Chantepie)

Ces coprolithes présentent une forme torsadée qui leur a été imprimée par la valvule spirale de l'intestin.

La valvule intestinale est un repli de l'intestin des Chondrichthyens et des Téléostéens primitifs formant une spirale ou une série d'anneaux qui ralentissent la progression du contenu intestinal et favorisent ainsi l'absorption des aliments.



Intestin en spirale d'un Requin



Intestin en spirale d'un requin

(J. Arthur Thomson, M.A., LL.D. Outlines of Zoology, 1916).

<https://www.youtube.com/watch?v=ycE3NDXvEOU>

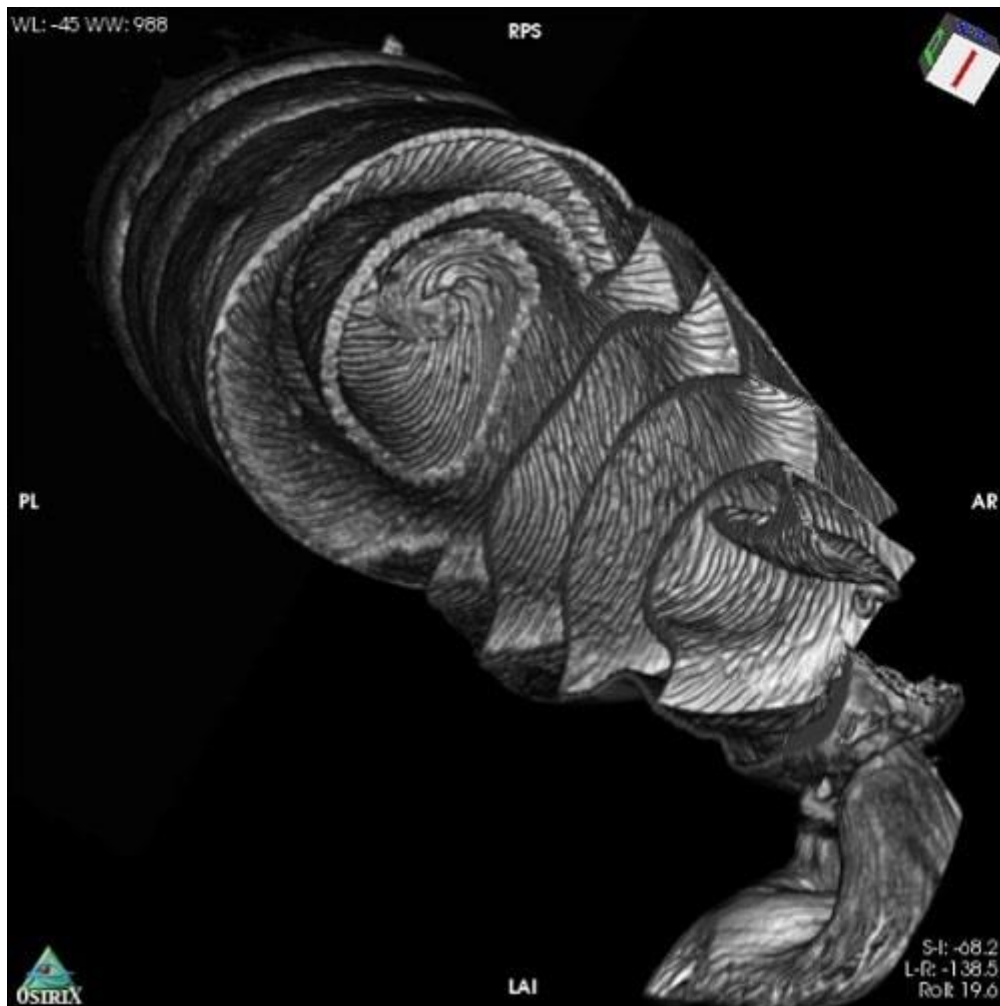


Image tomodensitométrique d'un intestin en spirale d'Aiguillat, montré du haut vers le bas

<https://trustmyscience.com/intestin-spirale-requins-fonctionne-comme-valve-nikola-tesla/>

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 chantepiorum

« 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.

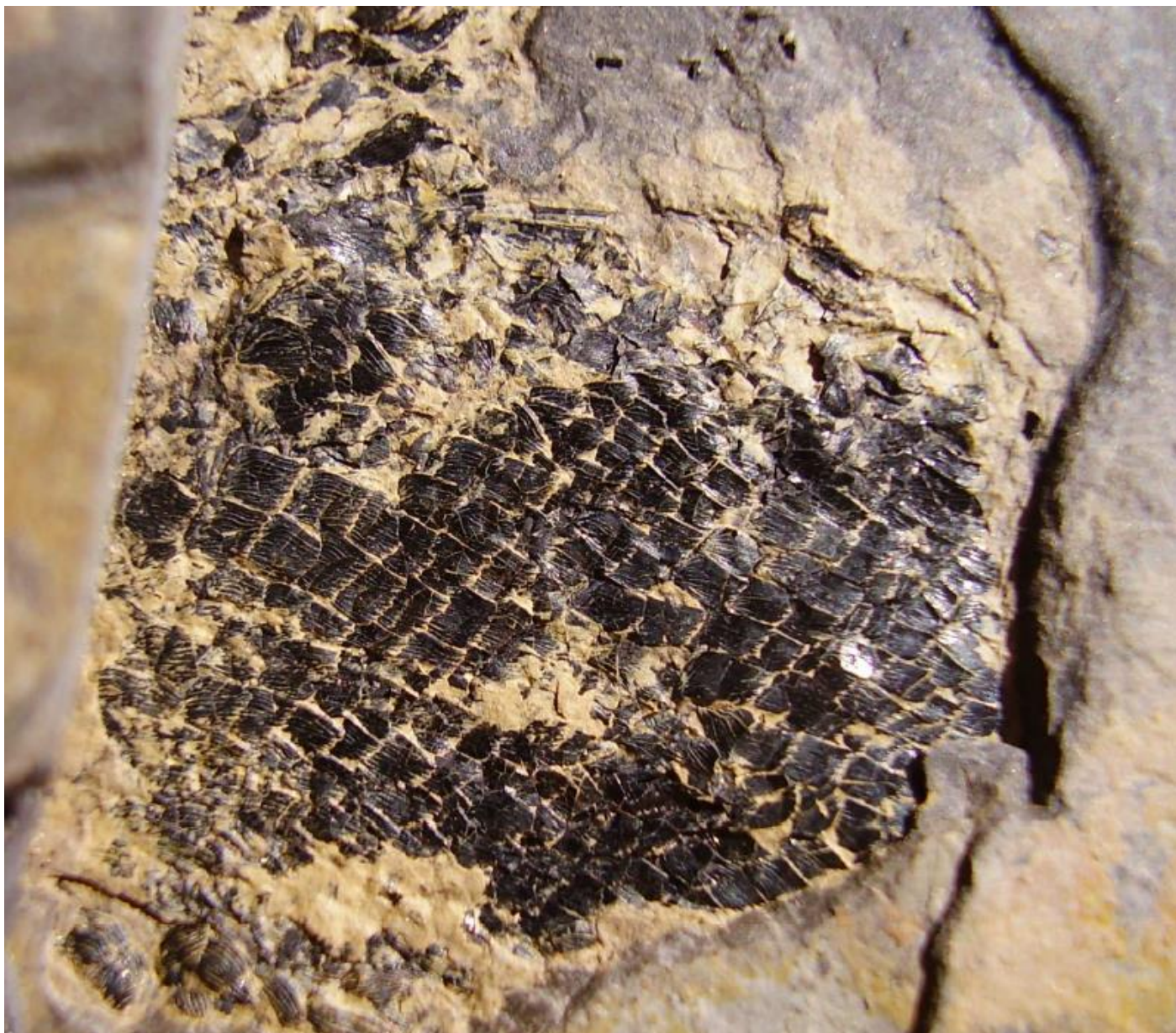
Et dire que tout est parti d'une crotte !!! « *C'est en effet à partir de cet élément que nous nous sommes doutés qu'il y avait potentiellement un poisson fossilisé de cette période dans les coins quelque part enfoui* », explique Guy Chantepie.

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





Écailles de *Progyrolepis* - Autunien (Permien) (Photo Guy Chantepie)



Progyrolepis - **Autunien (Permien)** (Photo Guy Chantepie)





Estheria (*Photo Guy Chantepie*)

Noailhac au jurassique

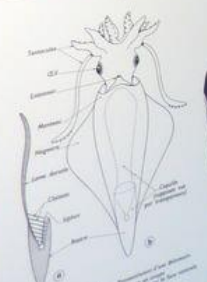
Une plongée dans les mers chaudes du sud

6

Jurassique Supérieur 152 Ma



La « dérive des continents » se poursuit et rapproche le futur socle-tor local des latitudes actuelles. Selon les fluctuations de la mer, des sédiments, de nature calcaire ou argileuse, se forment, en milieu littoral ou plus franchement marin, dans des eaux chaudes, calmes ou agitées ; ces conditions variées sont révélées par la diversité des roches et fossiles qu'elles recèlent. (Voir les échantillons dans les vitrines.)



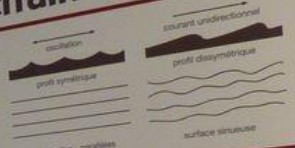
Le principe d'actualisme exploite la comparaison entre les témoignages du passé et les observations actuelles pour reconstituer les milieux anciens. Des écosystèmes aujourd'hui disparus (ex : bélemnites, ammonites) témoignent de l'évolution des espèces et de la vie sur Terre.



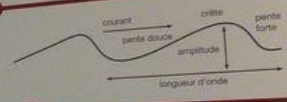
Enquête géologique sur le terrain

7

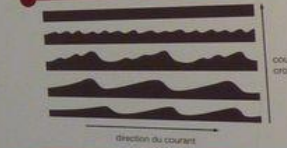
Pour localiser la faille à Noailhac ou reconstituer les milieux et l'histoire géologique, on ne dispose que d'indices qu'il va falloir compiler comme dans une enquête policière !



La carte de ce bâtiment vous montre le calcaire du jurassif. D'autres calcaires, situés plus haut dans le bouss, sont fondés sur le grès rouge ; on pourra ainsi positionner avec précision le tracé de la faille entre ces deux types de roches, à partir de ces observations.



Les ripple-marks présentes dans la vitrine sont des figures de courant, reconstituées à la surface de certains bancs rocheux. À l'origine, elles se forment dans un sédiment mouillé (mou) qui est recouvert et moulé par le dépôt suivant et s'est contracté (banc). Formées en milieu de mer lacustre dans le grès ou en milieu marin sous une faible tranche d'eau dans le calcaire, elles témoignent sur les caractéristiques des courants qui les ont engendrées.



Observez les deux échantillons et essayez de préciser si l'agit de rides d'oscillation ou de courant orienté, faible ou intense... Après cet essai, exercez votre sagacité par l'observation attentive de nos paysages et milieux et vous ferez bien d'autres découvertes ! Bonne visite. (Voir panneau 3)

Noailhac au jurassique

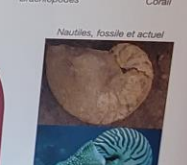
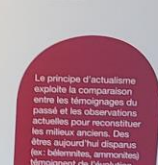
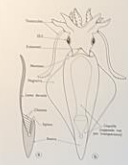
Une plongée dans les mers chaudes du sud

6

Jurassique Supérieur: 152 Ma



La « dérive des continents » se poursuit et rapproche le futur sous-sol local des latitudes actuelles. Selon les fluctuations de la mer, des sédiments, de nature calcaire ou argileuse, se forment, en milieu littoral ou plus franchement marin, dans des eaux chaudes, calmes ou agitées ; ces conditions variées sont révélées par la diversité des roches et fossiles qu'elles recèlent. (voir les échantillons dans les vitrines.)



Le principe d'actualisme exploite la comparaison entre les témoignages du passé et les observations actuelles pour reconstituer les milieux anciens. Des êtres aujourd'hui disparus (ex: bélemnites, ammonites) témoignent de l'évolution des espèces et de la vie sur terre.

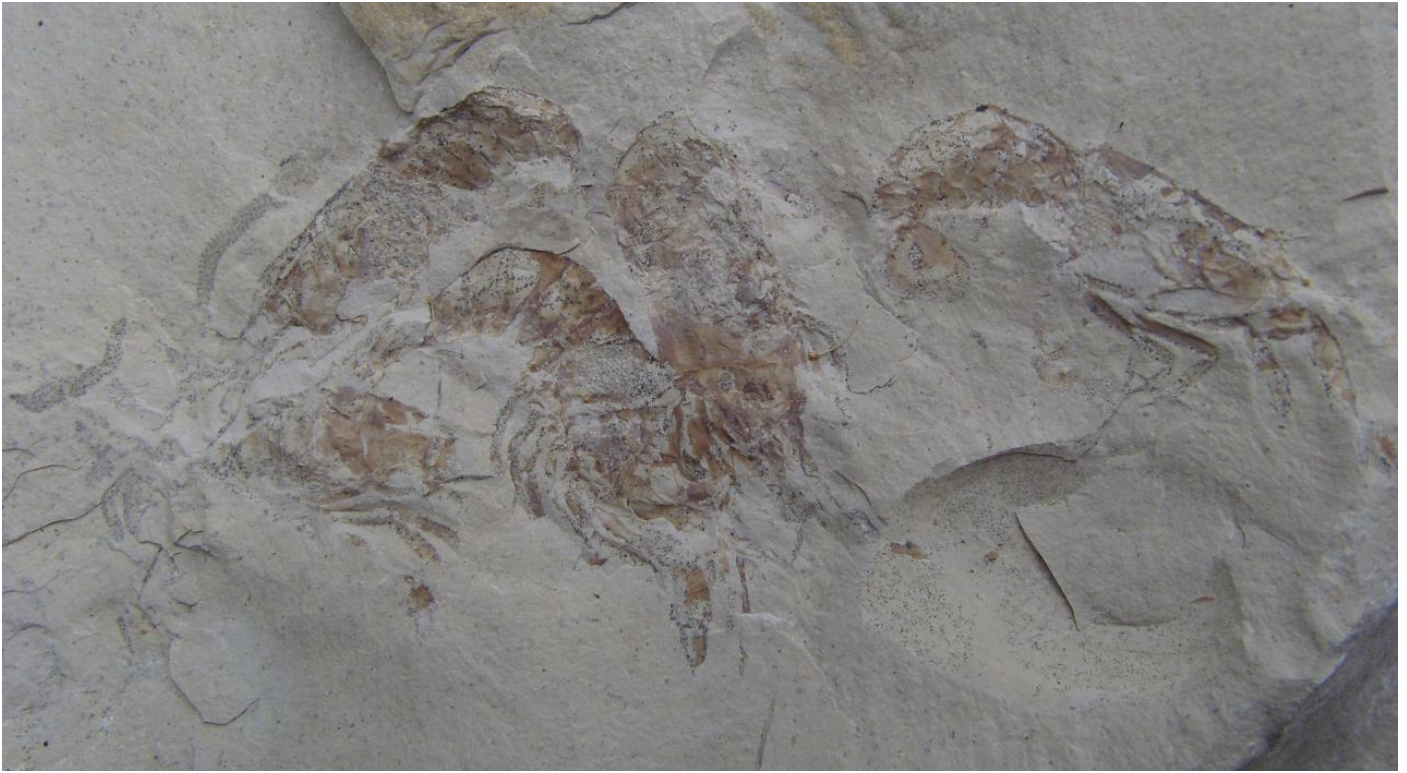
Nautilus, fossile et actuel



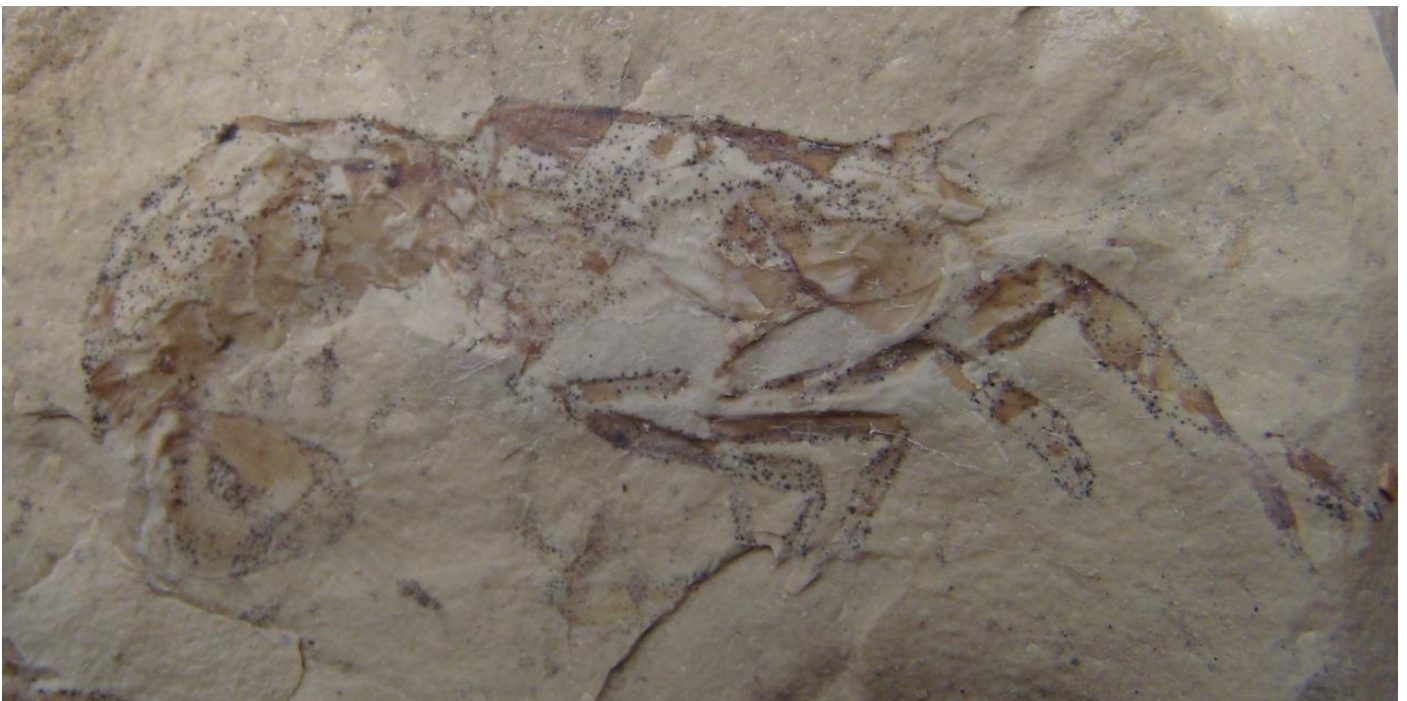


Groupe de Langoustines *Pseudastacus lemovices* - Sinémurien de Chauffour-sur-Vell (19)

Sur cette photo, l'étiquette date d'avant l'identification en Langoustines.



Pseudastacus lemovices - Sinémurien de Chauffour-sur-Vell (19)



Pseudastacus lemovices - Sinémurien de Chauffour-sur-Vell (19)





La pierre dans le bâti noailhacois

La suite de l'exposition est consacrée au thème de la pierre, utilisée par l'homme depuis des siècles, pour nous laisser en héritage un bâti remarquable.



Falaise de calcaire

Les **matériaux** sont là, à proximité immédiate, avec des carrières de grès sur les collines du nord de la commune et le calcaire émergeant au sud. Ainsi, les maisons du bourg et des hameaux du nord de la commune sont, de manière quasi-exclusive, réalisées en **grès**, sauf quelques éléments en calcaire comme des pierres de cheminées. En descendant vers Turenne, en direction du sud, c'est la **Pierre calcaire** qui domine, sans exclure le grès, notamment pour les portes et fenêtres.



Carrière de grès rouge



Nous vous invitons à découvrir successivement notre petit patrimoine, les habitations et aménagements domestiques, quelques aspects de l'église, les outils et métiers de la pierre, du mobilier en pierre et notre cave voûtée.



Au sous-sol, la cave voûtée en anse de panier du XV^{ème}-XVI^{ème} siècle

- Le village

Une promenade permet de s'imprégner du charme du village et de découvrir quelques maisons de caractère.







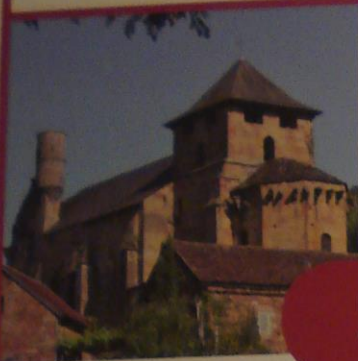
L'église Saint-Pierre (XII^{ème}- XV^{ème}), monument historique classé en 1923, présente la particularité d'intégrer quelques vestiges du château des Noailles, dont une tour de guet (échauguette). La qualité de sa restauration lui a valu le Prix National des Rubans du Patrimoine en 2018.

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



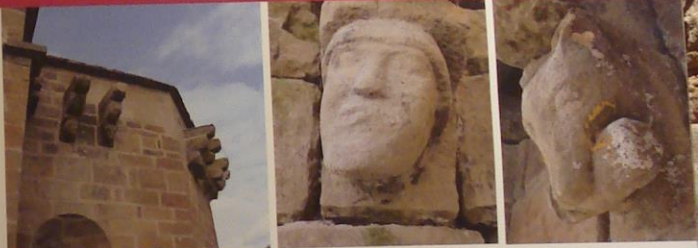
L'église que nous connaissons aujourd'hui, bâtie à l'emplacement d'une église primitive du X^e siècle, est composée principalement d'un chœur de l'époque romane (XII^e siècle) et d'une nef et d'un transept du XV^e siècle (époque gothique). Ces deux périodes se lisent parfaitement à l'intérieur de l'église, 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.



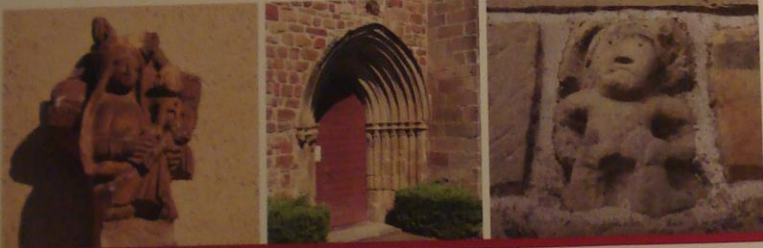
L'église se trouve imbriquée dans les vestiges du château de Noailhac (familles d'Astorg, puis de Noailles) dont la tour de guet se dresse toujours fièrement.

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 (mâchicoulis), et d'autre part, sur des ouvertures ouvragées: le **portail** du XV^e siècle et les **fenêtres des appartements du château** (XV – XVII^e).



Modillons



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'acanthé, monstres, personnages... Parmi eux, **Le péché originel** met en scène Adam et Ève 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.



Clef de voûte St Pierre

Enfin, dans le narthex, en face de l'entrée, des **fonts baptismaux** classés, de l'époque romane (XII^e), sont ornés de colonnes et de motifs à damiers.



Chapiteaux



Blason des Noailles.



Cuve baptismale

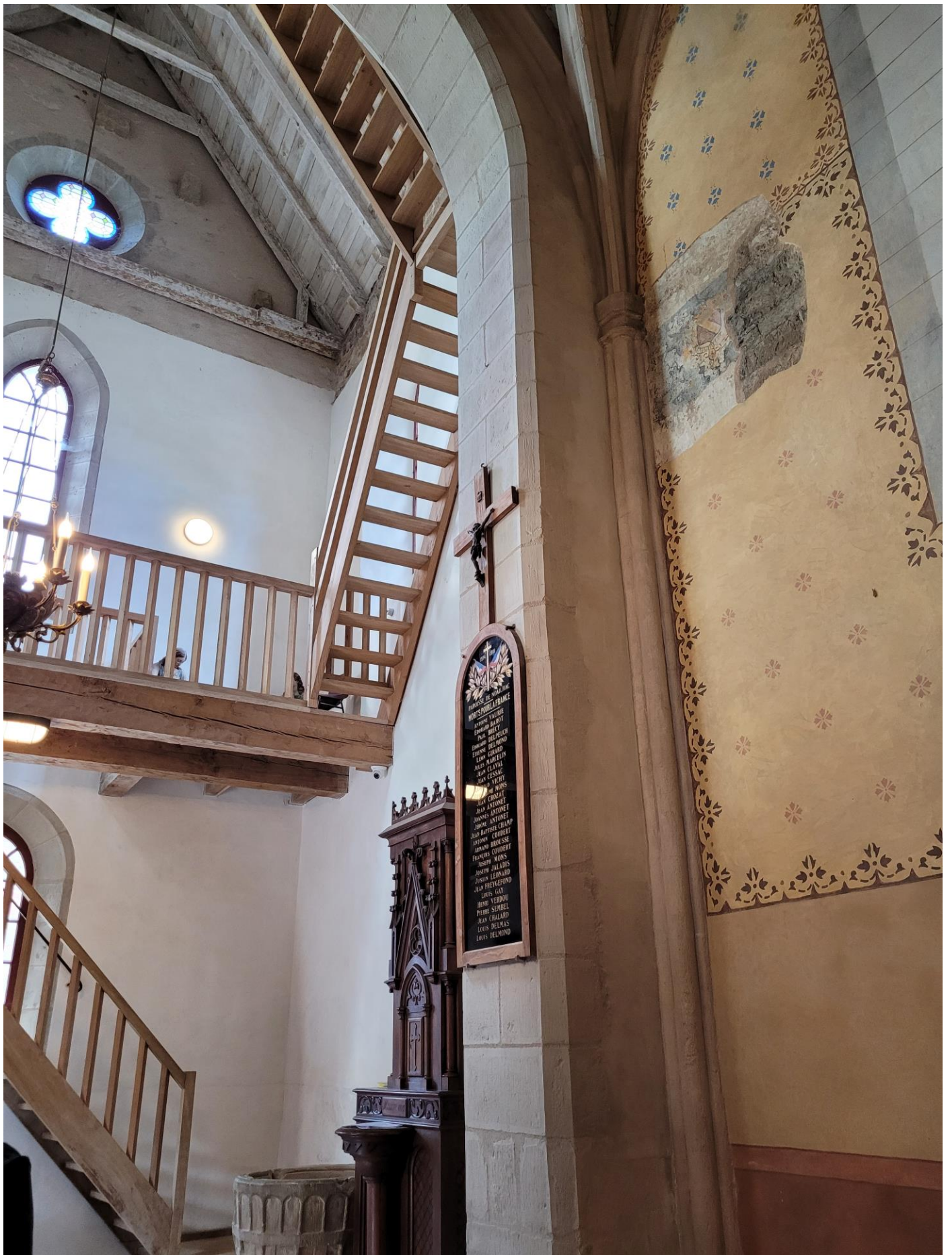


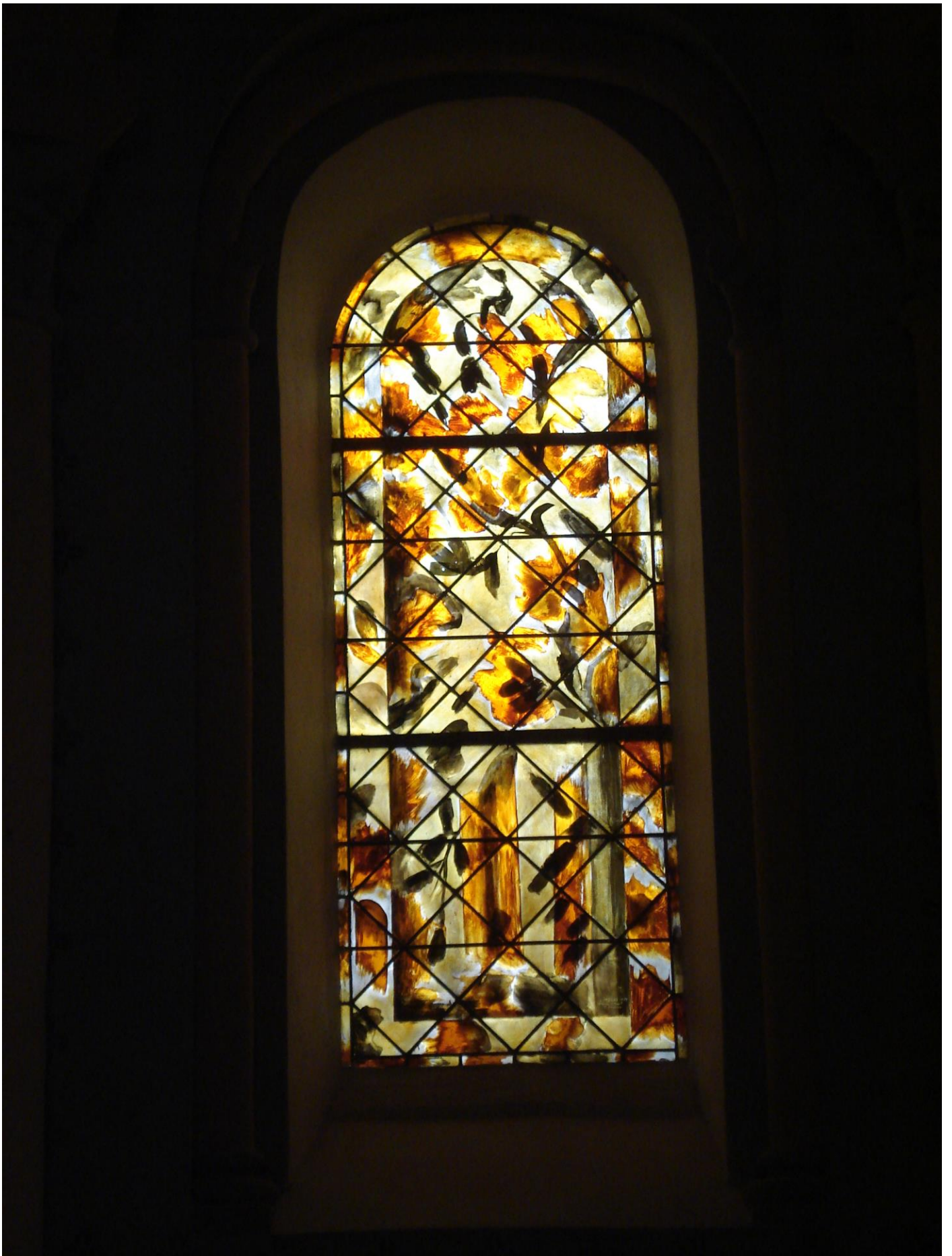


Reconnaissance
à
NOTRE BONNE MÈRE du CIEL
F. S. P. L.

RECONNAISSANCE
ET MERCI
A LA SAINTE-VIERGE
M. A. D.

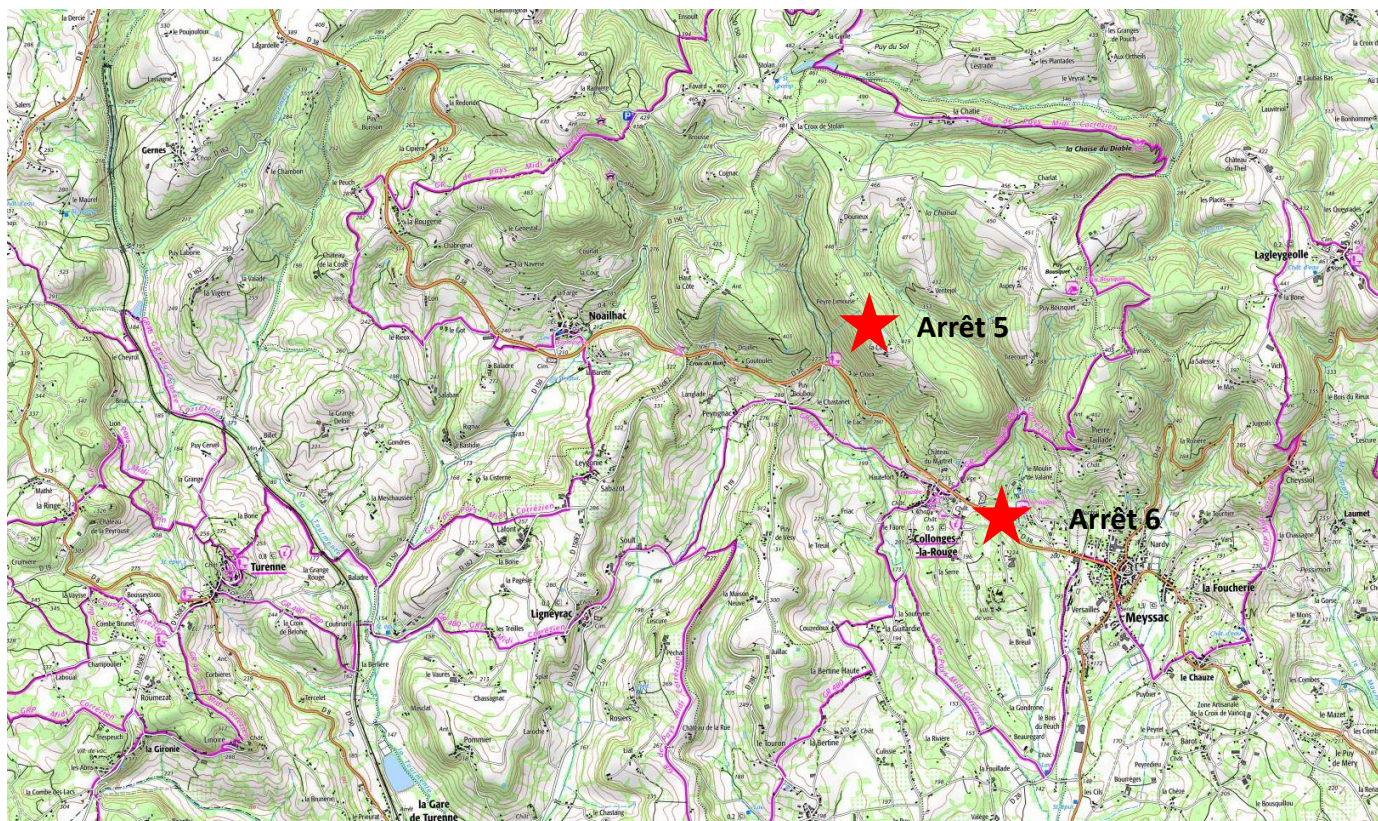
MERCI
A
NOTRE-DAME DE LOURDES
PENTECÔTE 1975
P. M. F.

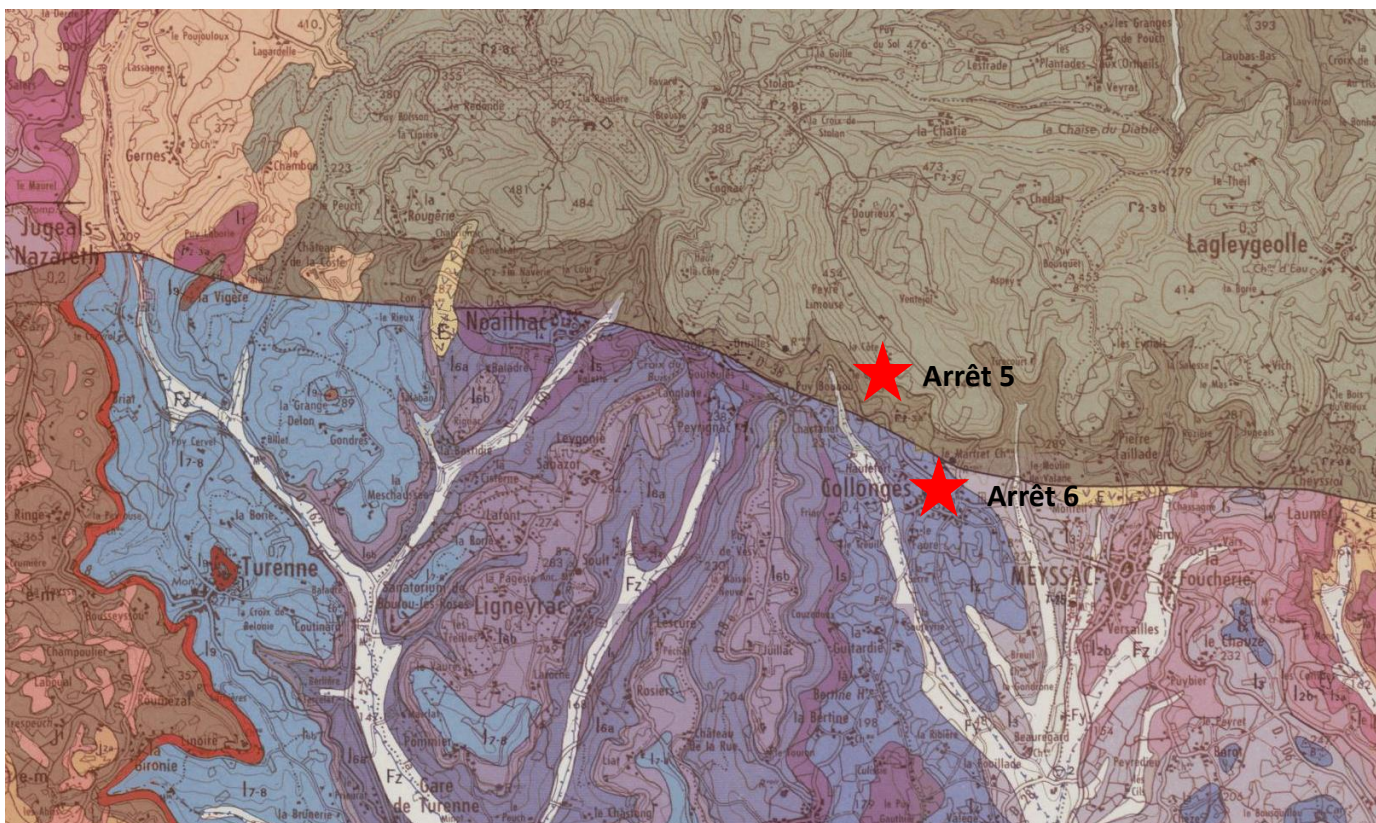




En route vers Collonges- la-Rouge, on s'arrête un petit quart d'heure à la station de découverte de la faille de Meyssac.

Arrêt 5 : La station de découverte de la faille mésozoïque de Meyssac





Localisation des arrêts (Document Géoportail)

En fait, c'est un peu avant la station de découverte de la faille de Meysac que se situe vraiment la faille de Meysac, au lieu-dit « Puy Boubou ».



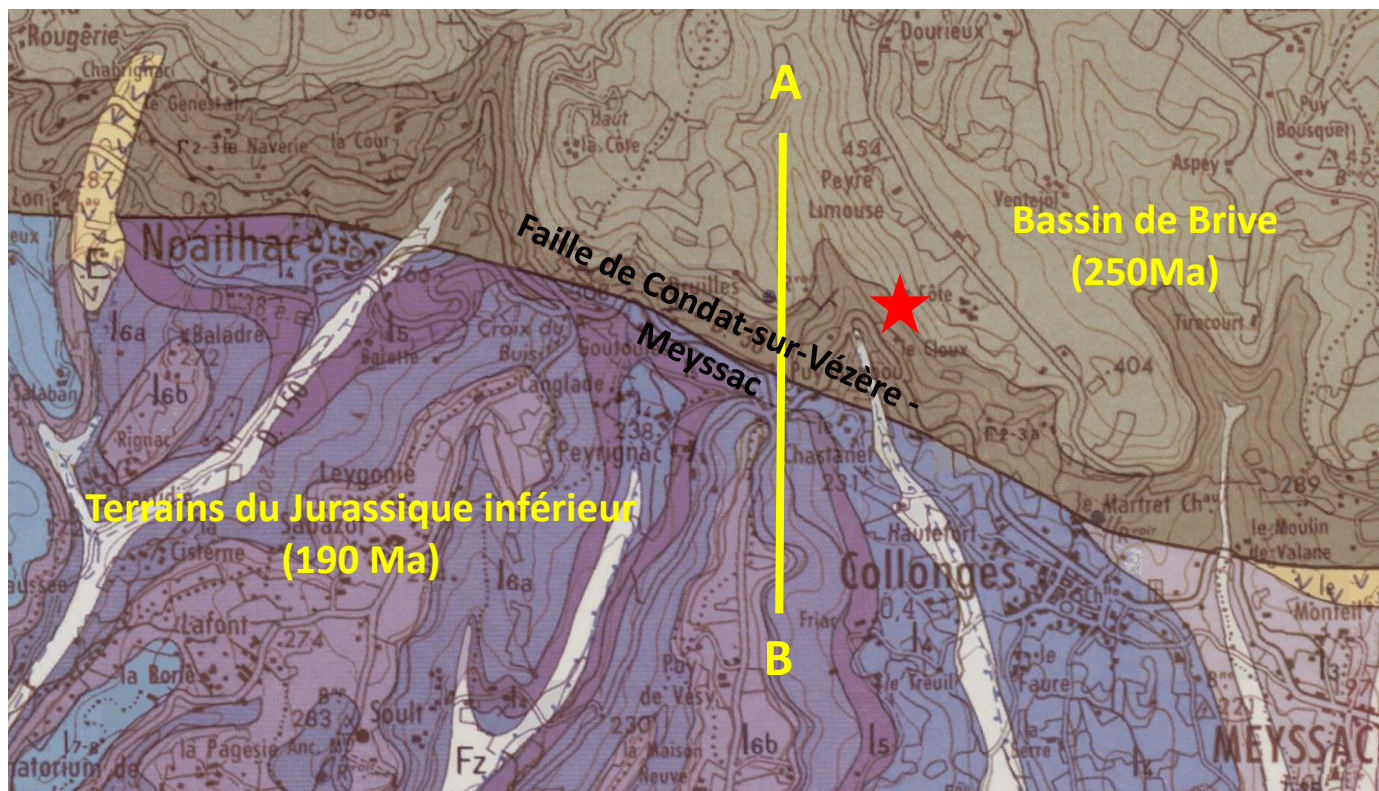
À ce carrefour, on est vraiment sur la faille. Mais attention ! Les blocs de calcaire à gauche ne sont pas en place. Normalement, c'est du Permien rouge que l'on doit avoir à gauche de la route en se dirigeant vers

Collonges-la-Rouge et du calcaire du Jurassique à droite ! La faille coïncide avec le petit chemin goudronné qui mène à la maison que l'on peut distinguer à droite de la photo.

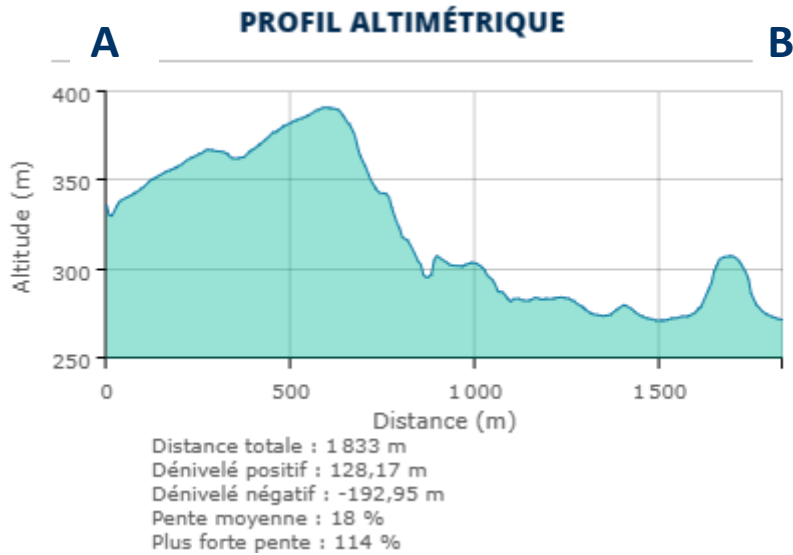
La faille mésozoïque de Meyssac

Présentation

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 au niveau des sols, de la végétation ou de l'occupation humaine.



Localisation du profil AB pratiquement Nord-Sud (Document Géoportail)



Profil topographique AB (Document Géoportail)

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 gréso-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) et pour être encore plus précis, le revers de la cuesta liasique.

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 actuelle 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.

Datation

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 dans le cadre de la carte. 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 peut-être alors 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.

Les panneaux du site de la faille de Meyssac







La pierre rouge des bâtisseurs

La couleur rouge de la pierre du pays marque indiscutablement l'ensemble du territoire. Cette pierre si particulière possède en outre d'autres qualités précieuses : elle est facile à tailler et s'altère peu avec le temps !

Par conséquent, elle fut très appréciée des bâtisseurs du Moyen Âge à nos jours.



Les hôtels particuliers

Les riches bourgeois, commerçants et nobles ont privilégié l'emploi de la pierre de Meyssac pour la construction de leurs hôtels particuliers et de leurs châteaux.



Les édifices religieux

Les architectes et les compagnons bâtisseurs ont également choisi pour construire les églises du pays de Meyssac. Le tympan de l'église de Colonges est un merveilleux assemblage de grès rouges et verts et de calcaire de Turenne.



L'architecture paysanne

Les paysans, les ouvriers, les petits marchands ont occupé les pierres servies à leur construction dans les champs. L'architecture paysanne s'effrite avec le mélange entre le grès rouge du nord de la Vallée et les pierres de calcaire blanc du sud.



Red building stone

The redness of the local stone immediately marks the sites of the region. However, the abundance of stone provides many possibilities for its use in a wide range of contexts. It is therefore a very much appreciated building stone in the Middle Ages and present.







Qu'est-ce qu'un grès ?

Si nous observons cette roche de près, même à l'œil nu, nous constatons qu'elle est constituée de grains de sable (silice) soudés entre eux par un ciment. Un grès n'est rien d'autre qu'un ancien sable consolidé. Il n'est plus meuble. Il s'est transformé en roche dure et cohérente : cette modification est appelée "diagenèse" par les géologues. Dans le cas des grès, on parle alors de "grésification".

Pourquoi cette couleur rouge ?

Le ciment assurant la cohésion entre les grains de sable est composé d'argiles contenant des oxydes de fer (2,2% pour les grès rouges de Meyssac). Le degré d'oxydation du fer varie en fonction des conditions climatiques régnant lors du processus de grésification. Les grès peuvent donc avoir des couleurs différentes selon le taux d'oxydes de fer contenu dans les argiles qui les composent.

La sédimentation fluviale continentale

Les cours d'eau transportent des matériaux issus de l'érosion de la montagne (sables, argiles, minéraux, oxydes...). Lors des crues, ces matériaux se déposent par couches successives dans les plaines inondables. Vous pouvez lire sur cet escarpement rocheux les strates consécutives des dépôts de sables et d'argiles qui se sont "solidifiés" pour devenir les grès rouges de Meyssac.



La roche située devant nous est organisée en strates horizontales, témoignant d'un dépôt d'origine sédimentaire.

What is a sandstone?
If you look closely at this rock, even with the naked eye, we can see that it is made up of grains of sand (silica) cemented together, gradually building up into a hard consolidated sand. It has been transformed into a hard consolidated rock. This transformation is called diagenesis by geologists or the process of sandstone formation.

Why red?
The cement ensuring the cohesion between the grains of sand is composed of clays containing iron oxides (2.2% for the Meyssac red sandstone). The degree of oxidation of iron varies according to the climatic conditions prevailing during the process of sandstone formation. Sandstone can therefore have different colors depending on the amount of iron oxides it contains.



Affleurement de grès permien – Alternance de niveaux gréseux et argileux



Affleurement de grès permien – Alternance de niveaux gréseux et argileux

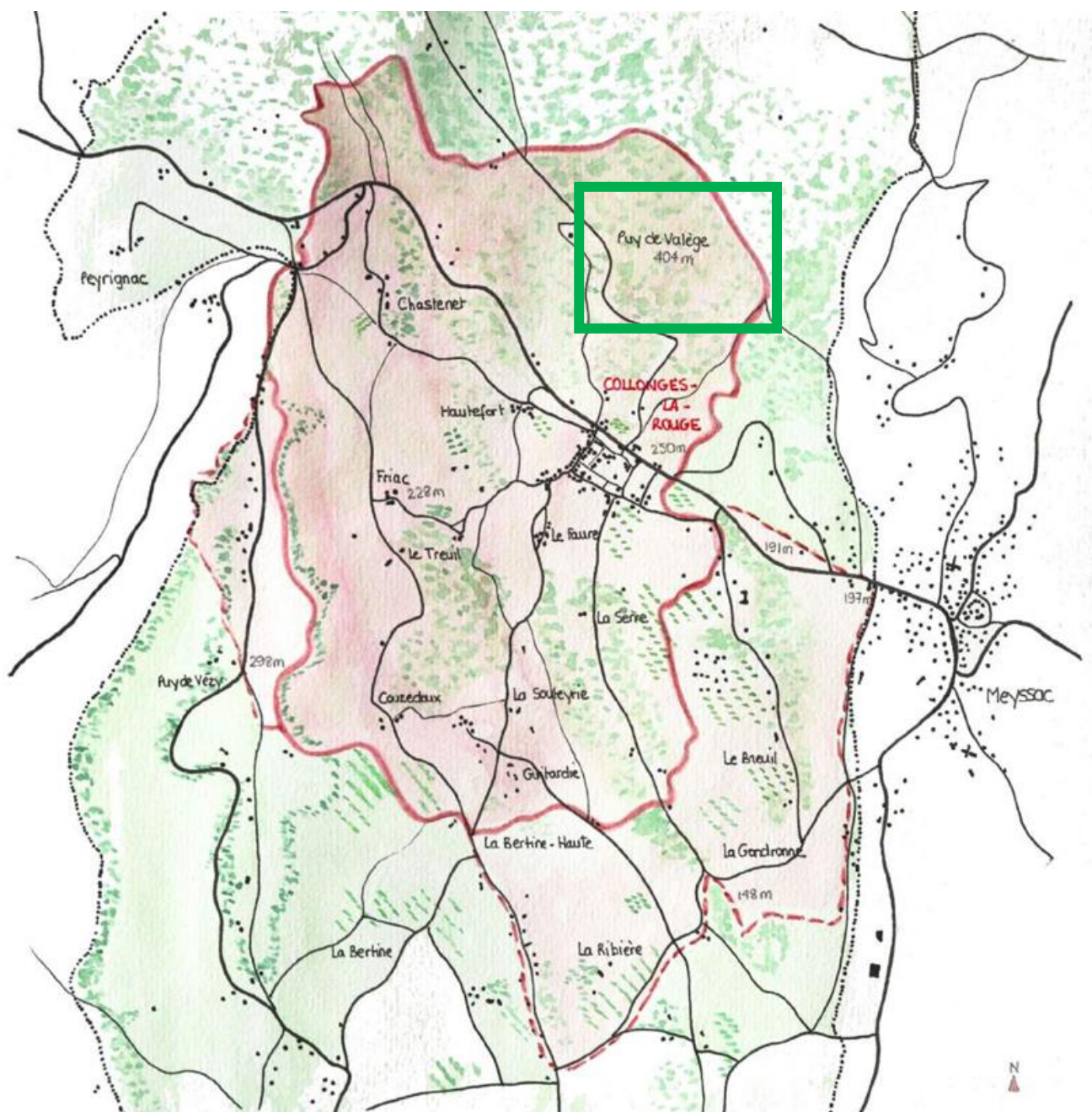
Arrêt 6 : Collonges-la-Rouge

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 Meysac est juste au Nord du bourg et les grès permien rouges à à peine 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.





La maison de la sirène



Sirène sculptée à droite de l'entrée de la maison.







La Halle



Portail de l'église Saint-Pierre.



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.



**Vierge à l'enfant dite Notre-Dame des Victoires,
dite aussi Notre-Dame de Collonges**



Christ gisant









Église Saint-Pierre - Chevet.



Église Saint-Pierre - Clocher.



Castel de Vassinhac







Travail de sculpteur ou de la nature ?



Journée 3 : Dimanche 10 septembre 2022

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 4 », 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...

Lascaux 4 – Visite virtuelle

https://www.youtube.com/watch?v=wLuh_IEDSTc

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

https://www.francetvinfo.fr/culture/patrimoine/avec-la-replique-lascaux-4-l-accent-est-mis-sur-l-experience-intime_3324507.html

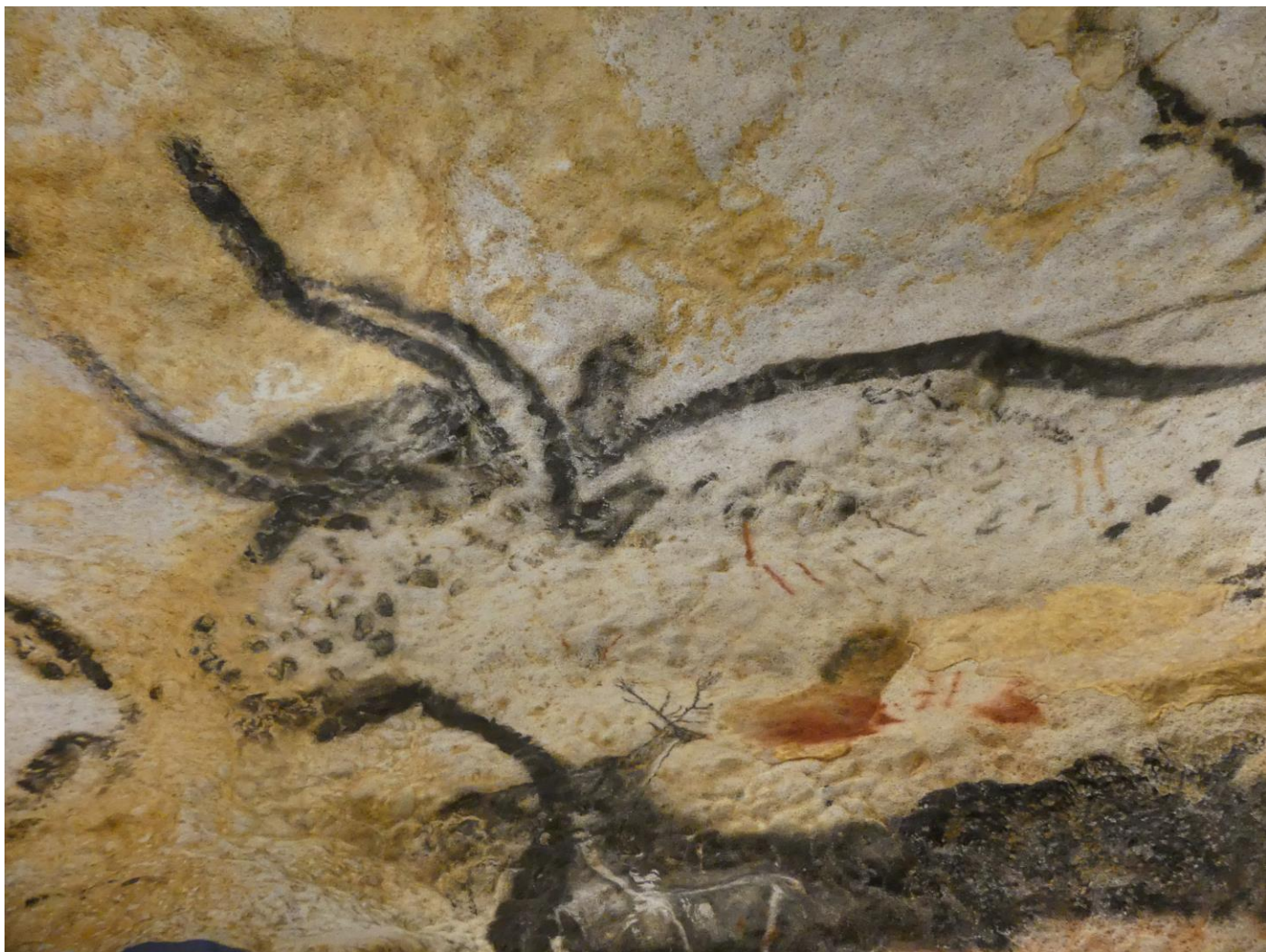




Auroch, Cheval et Cerf



Taureau de la Salle des Taureaux



Taureau de la Salle des Taureaux



Taureau de la Salle des Taureaux



Taureau de la Salle des Taureaux



Petit cerf de la Salle des Taureaux







Cheval chinois (*Diverticule axial*)





Cerf et signes (*Entrée du diverticule axial*)



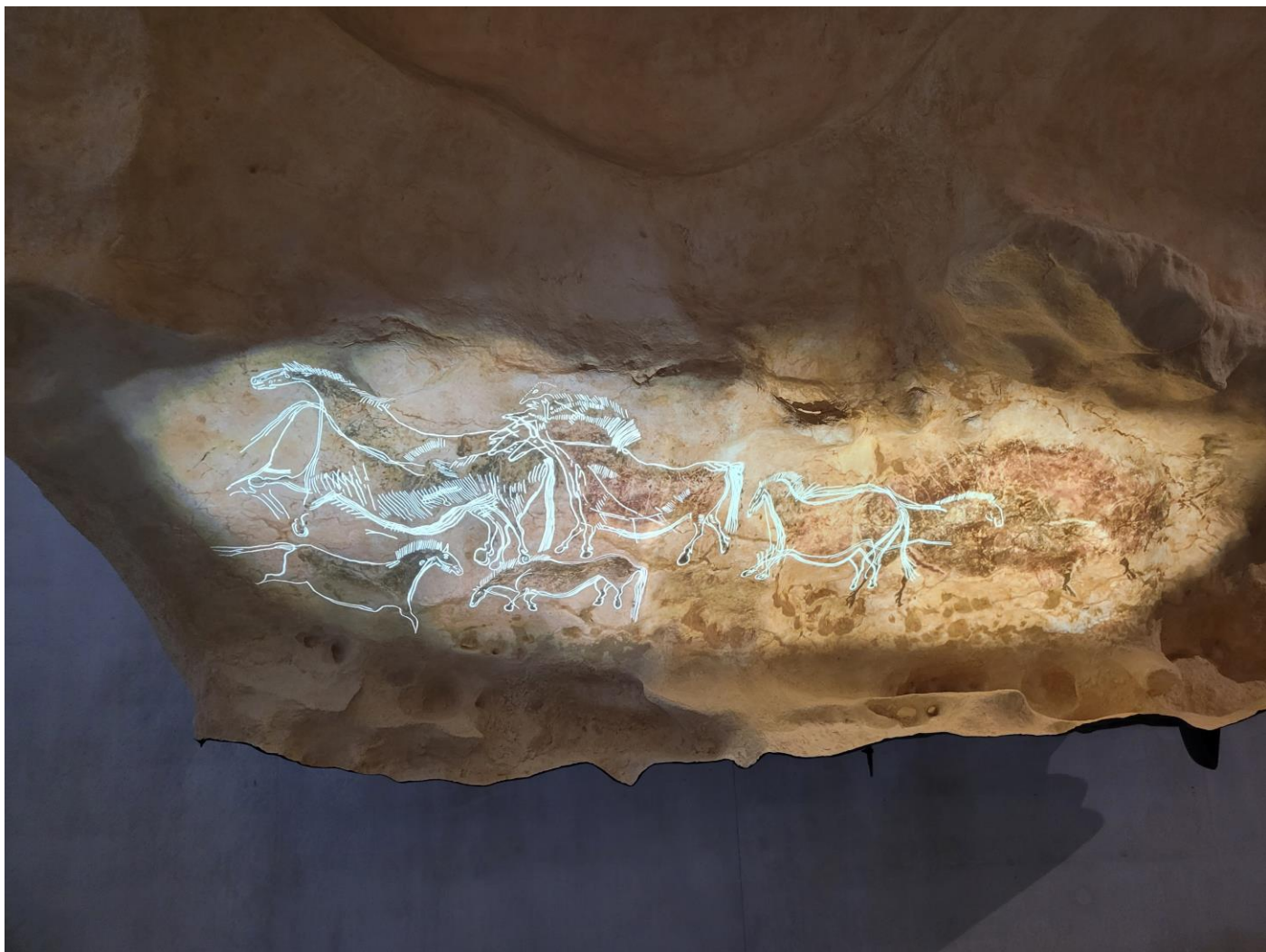
Vache noire (*Nef*)





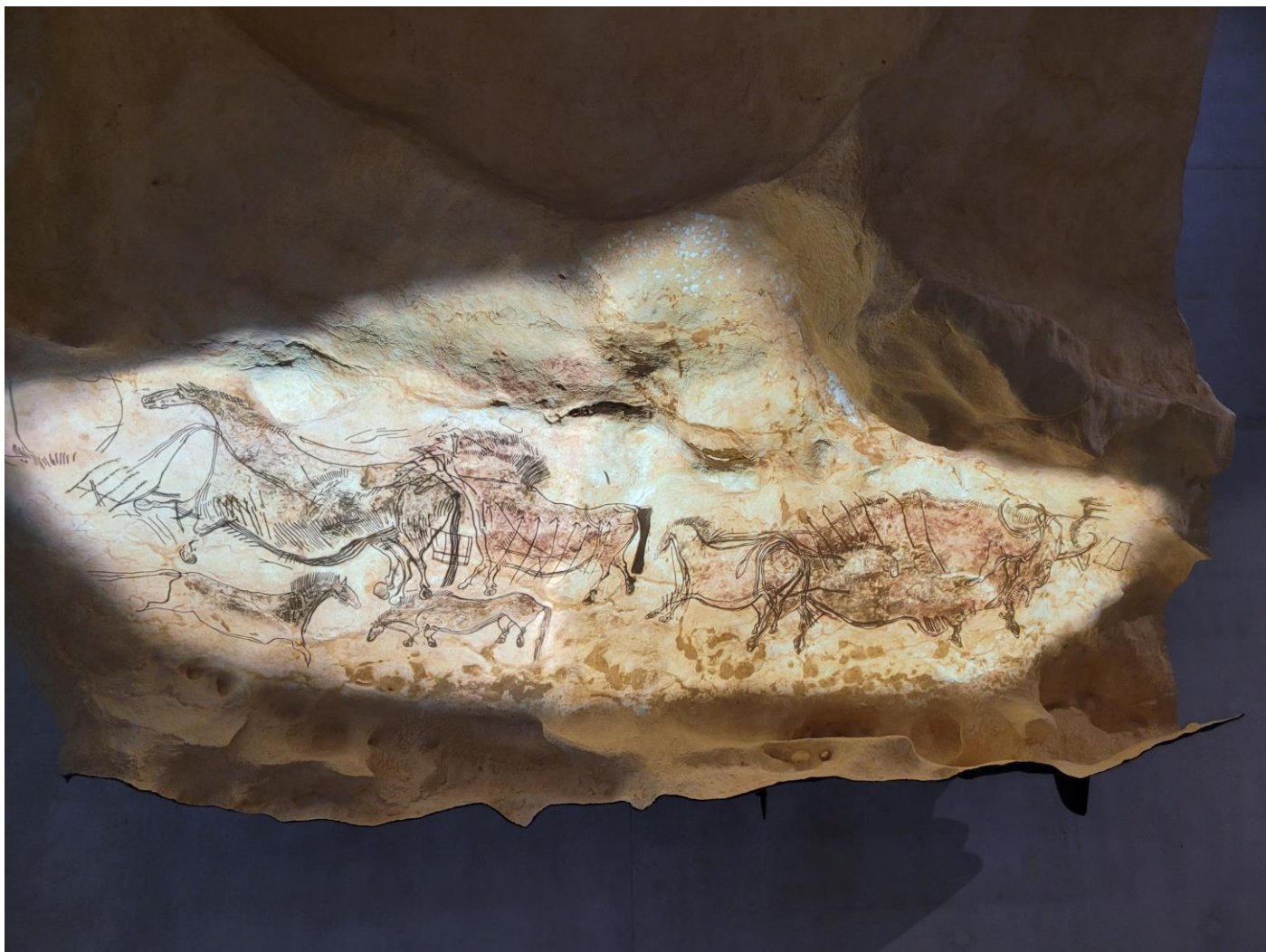


Taureau de la Salle des Taureaux

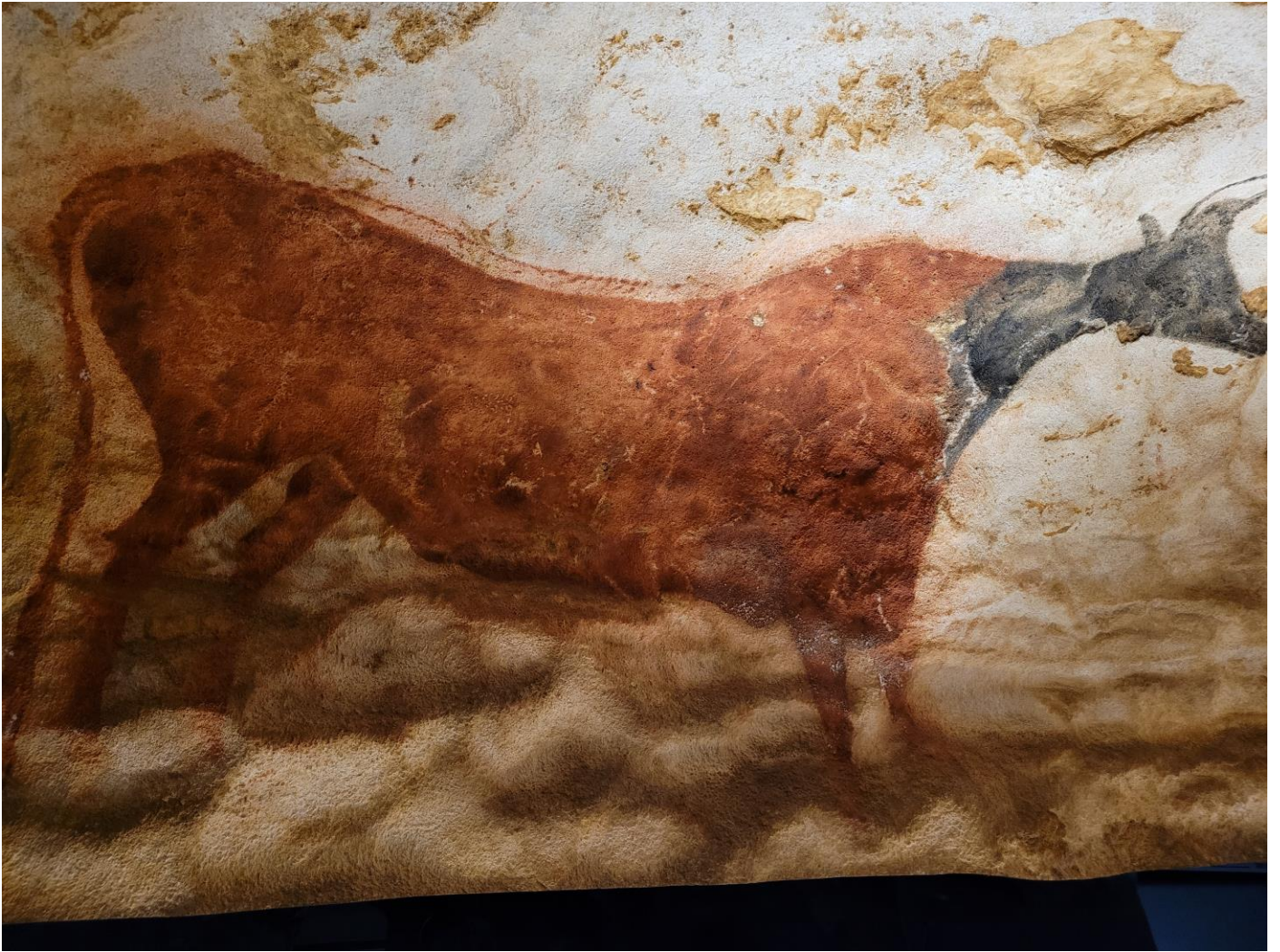


Gravures et peintures-gravures représentant à gauche un groupe de chevaux (*mis en évidence artificiellement par un contour blanc*) et à droite un bison blessé par de nombreuses sagaies (*sans contour*)

(Fond de la nef, près de l'abside)



Même scène que sur la photo précédente - Le bison blessé est davantage mis en evidence.



Vache à tête noire (*Diverticule axial*)

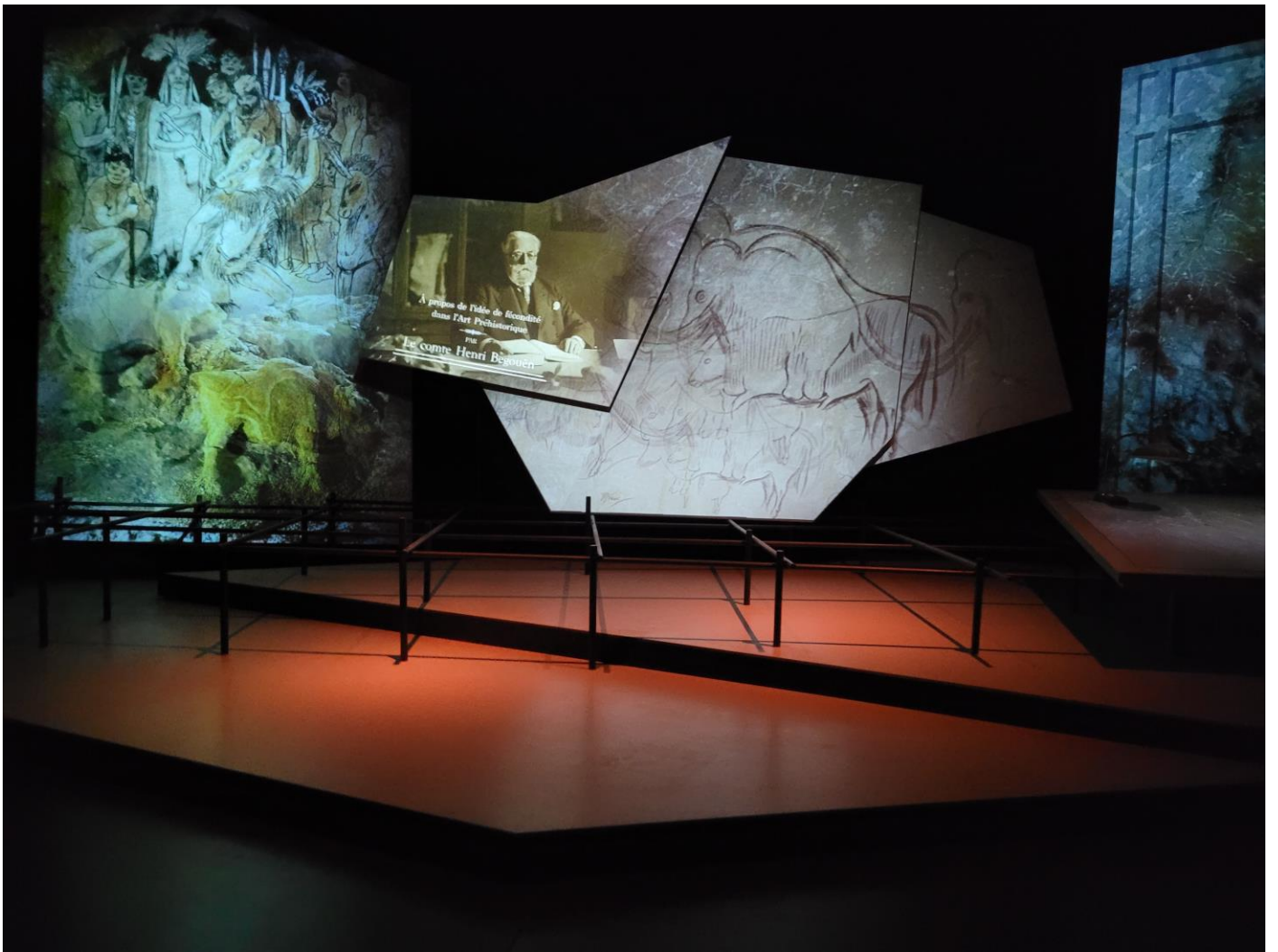


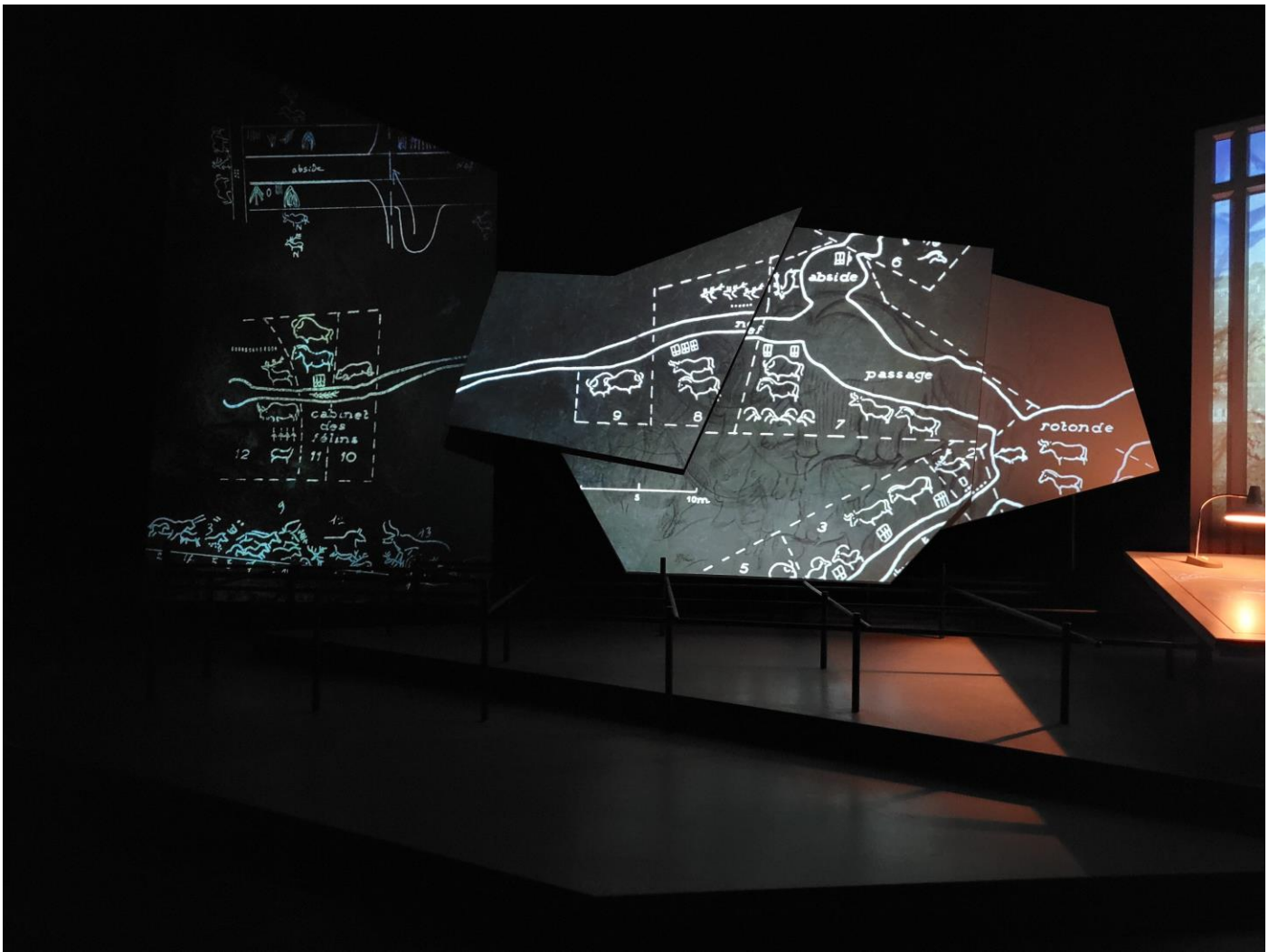


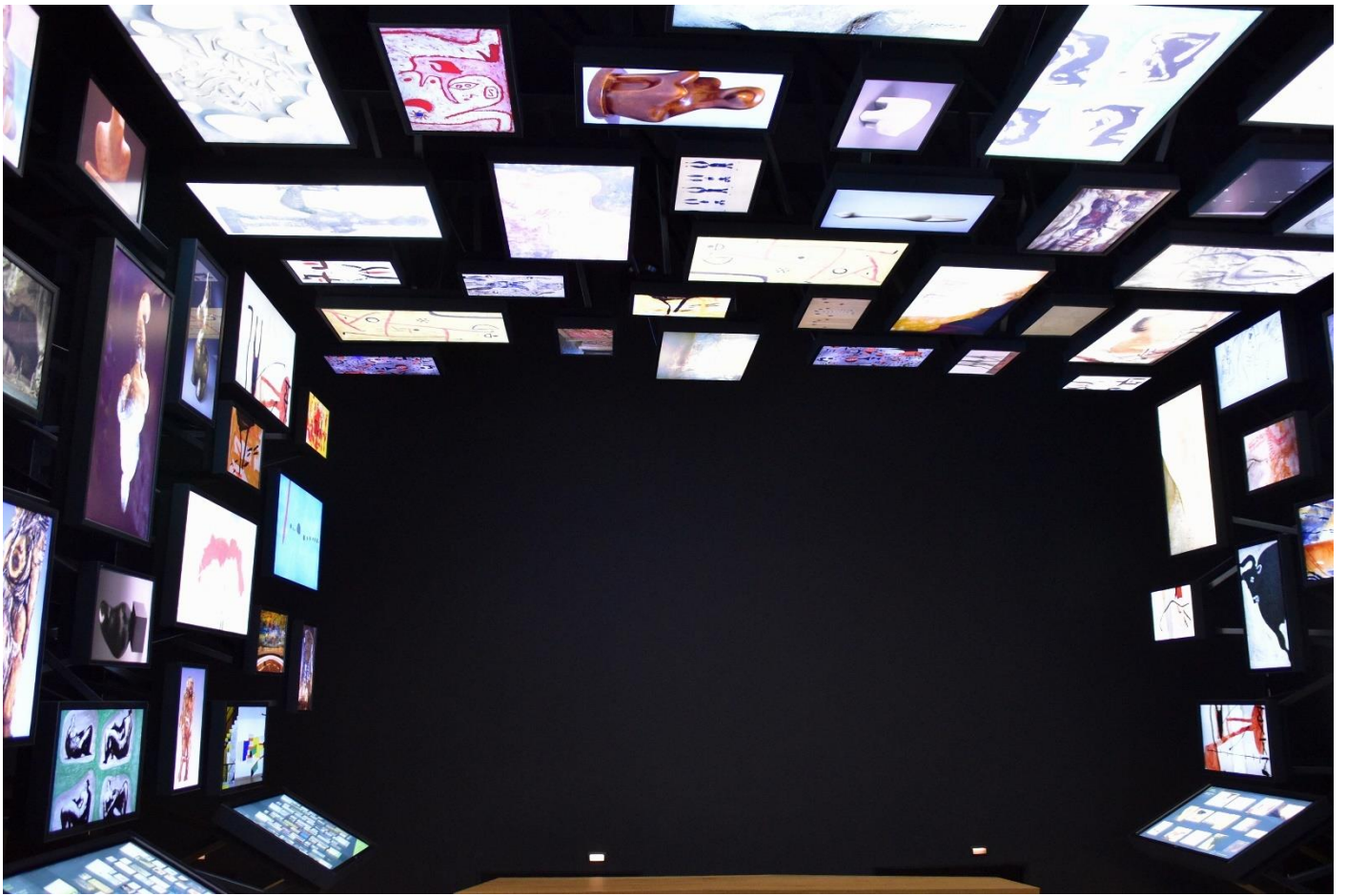
Panneau du cheval renversé (*Diverticule axial*)



Scène du Puits







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

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-correze/>

Notices des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} du BRGM

Fiches de l'Inventaire du Patrimoine Géologique du Limousin

Les nombreux articles du site Planet-terre sur le cycle varisque

<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/lmg745-2022-05-02.xml>

Le retable de Naves

<https://www.youtube.com/watch?app=desktop&v=4U1RrWhGXM>

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=ZJ5I5x4u_Uo

Lascaux, la préhistoire pour passion

https://www.youtube.com/watch?v=RhVPXEZ_HkQ